Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin).

Mit 4 Tafeln und 3 Textfiguren.

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt

der hohen philosophischen Fakultät der Universität Basel

von

Paul Kelterborn

aus Basel.

Basel

Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.

1922

Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin).

Mit 4 Tafeln und 3 Textfiguren.

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt

der hohen philosophischen Fakultät der Universität Basel

von

Paul Kelterborn

aus Basel.

Basel
Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.
1922

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren Dr. *C. Schmidt* und *H. Preiswerk*.

Basel, den 14. Februar 1922.

Prof. **H. Hassinger**, Dekan.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Separatabdruck
aus den
„Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel".
Band XXXIV.

Geologische und Petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin).

Geologische und Petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin).

Mit 4 Tafeln (VIII-XI) und 3 Textfiguren.

Von

Paul Kelterborn.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 129
Einleitung 129
A. Morphologie und Quartärbildungen 131
1. Die glazialen Formen 131
2. Die quartäre Schuttdecke 134
3. Die postglazialen Formen 139
B. Geologischer Bau 140
1. Die Zone des Eruptivgneises 141
2. Die Zone der Mischgneise 145
3. Die Sedimentscholle von Manno-Mugena 151
C. Petrographische Untersuchung der Gesteine 161
I. Die Gneisformation 161
a) Die Eruptivgneise 161
1. Biotitgranitgneis 162
2. Hornblendegranitgneis 166
3. Zweiglimmergranitgneis 169
4. Ganggranit von Novaggio 172
5. Pegmatitische und aplitische Ganggefolgschaft des Granitgneises 178
α) Pegmatite 179
β) Aplite 180
b) Die Mischgneise 182
1. Sillimanitfreie Mischgneise 182
α) Kalifeldspatfreie Gneise 183
β) Kalifeldspatführende Gneise 188
γ) Feldspatfreier Biotithornfels 193
2. Sillimanitführende Mischgneise 195
α) Sillimanithornfelse 196
β) Sillimanit-Disthen-Staurolith- und Granat-führende Gneise 198
3. Amphibolitische Gesteine 206
α) Plagioklasamphibolite mit saurem Plagioklas 207
β) Plagioklasamphibolite mit basischem Plagioklas 209
γ) Hornblendegneise 212
δ) Strahlsteinschiefer nördlich Novaggio 213
II. Die permischen Gang- und Ergussgesteine 214
1. Porphyrtuffe von Arosio 215
a) Silifizierter Quarzporphyrtuff 215
b) Quarzporphyrische Tuffbreccie 217
2. Quarzporphyritgang nördlich Novaggio 219

3. Porphyritgänge zwischen Ponte Tresa und Pura 221
4. Olivindiabasgang westlich Novaggio 226
D. Zusammenfassung 227
Literaturverzeichnis 229

Verzeichnis der Tafeln.

Tafel VIII: Geologische Karte und Profile
Tafel IX—XI: Mikrophotographien

Vorwort.

Vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Prof. C. Schmidt unternommen. Die Veranlassung dazu gab seine Untersuchung der Erzlagerstätten des Malcantone, deren Hauptergebnisse im „Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse", von C. Schmidt im Jahre 1920 publiziert worden sind (Lit. 69). Sein ganzes Untersuchungsmaterial stand mir für meine Arbeit zur Verfügung. Meine Aufgabe war es, die Formation der kristallinen Schiefer, in welchen diese Erzvorkommen aufsetzen, genauer zu untersuchen.

Im Frühjahr und Herbst 1919 und im Frühjahr 1920 führte ich die nötigen Feldaufnahmen durch. Das aufgesammelte Material wurde im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel bearbeitet.

Ich möchte an dieser Stelle meinen Lehrern, den Herren Professoren C. Schmidt und H. Preiswerk, für ihre Hilfe, die sie mir im Verlaufe meiner Untersuchungen boten, und Herrn Prof. Buxtorf für mannigfache Ratschläge anlässlich der Drucklegung der Arbeit aufs herzlichste danken. Herrn Prof. Zörnig danke ich für die freundliche Überlassung des Projektionsapparates und der photographischen Einrichtungen des Pharmazeutischen Institutes zur Herstellung der Mikrophotographien.

Einleitung.

Die kristallinen Schiefer des Malcantone gehören zum „*Seegebirge*" Studer's (Lit. 10, p. 254). Speziellere Untersuchungen fehlen hier bis heute ganz, während das südlich sich daran anschliessende, den Luganersee umrahmende Gebirge eingehend studiert wurde. Schon zu Beginn des letzten Jahrhunderts lenkte das Porphyrgebiet von Lugano die Aufmerksamkeit auf sich, und die Steinbrüche im Carbonkonglomerat von Manno stehen seit ihrer Anlage beim Bau der Gotthardlinie (vgl. Lit. 22, p. 573) auf dem Programm zahlreicher Exkursionen. Auch die Sedimente und der geologische Bau der Salvatore-Halbinsel und des Generoso-Gebietes sind in den letzten Jahren in einer Reihe von Publikationen besprochen worden. Die Gneismassen nördlich von Lugano und

mit ihnen unser Untersuchungsgebiet finden jedoch nur beiläufig in zusammenfassenden Arbeiten Erwähnung. So 1851 in der „Geologie der Schweiz" von B. Studer (Lit. 10, p. 258) und 1852 in einem „Aperçu géologique des environs du Lac de Lugano" von C. Brunner (Lit. 11). Im Jahre 1863 gab L. Lavizzari in seinen „Escursioni nel cantone Ticino" eine Charakteristik des Gebietes, wobei auch die Gneise des Magliasina-Tales berücksichtigt wurden (Lit. 14, p. 283). 1869 publizierten Negri und Spreafico einen „Saggio sulla geologia dei dintorni di Varese e di Lugano", mit einer ersten, genaueren Beschreibung des Carbonvorkommens von Manno (Lit. 15, p. 15). 1880 erschien „Il canton Ticino meridionale" von Taramelli als Beitragband XVII (Lit. 21) zur geologischen Bearbeitung des *Dufourblattes XXIV* von Spreafico, Negri und Stoppani (Lit. 18). Im gleichen Jahre referierte Gümbel über „die Gebiete am Comer- und Luganer-See" (Lit. 22, p. 542). 1890 folgten die „Geologischen Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano" von C. Schmidt und G. Steinmann (Lit. 27) und Taramelli's „Carta geologica della Lombardia" im Masstab 1 : 250000 (Lit.26), die nordwärts über den Malcantone greift. Im Jahre 1894 beschrieb A. Stella in seinem „Contributo alla geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi centrali" (Lit. 32) auch gewisse Gneistypen nördlich Lugano, die Taramelli (Lit. 21, p. 168) als carbonisch bezeichnet hatte.[1]) 1902 erschienen die Untersuchungen über „Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio" von Repossi (Lit. 40) und ein Jahr darauf diejenigen von Bistram über „das Dolomitgebiet der Luganer Alpen" (Lit. 42). In beiden Arbeiten finden wir auch eine kurze Charakteristik der Gneisformation. Gleichfalls im Jahre 1903 erschien Taramelli's „I tre Laghi" mit einer geologischen Karte (Lit. 43), die auf einer im Vergleich mit dem Dufourblatt topographisch minderwertigeren Grundlage die wesentliche Verbesserung bringt, dass die zahlreichen unhaltbaren Gesteinsgrenzen im Gneisgebiet von Lugano wieder verschwunden sind. — Für unser Gebiet ist die Untersuchung des Carbons von Manno und des Prophyr- und Verrucano-Vorkommens von Arosio von Wichtigkeit, die B. G. Escher 1911 in seiner Dissertation „Über die prätriasische Faltung in den Westalpen usw." (Lit. 52, p. 166) veröffentlichte.

[1]) Auf Grund eingehender Untersuchungen wurden von A. Stella die auf dem geologischen Dufourblatt irrtümlicherweise als Verrucano dargestellten und von Taramelli als Carbon beschriebenen, quarzreichen Gneise von S. Zenone, dem Hügel östlich Grumo, vom Hang südlich Manno und von S. Bernardo nördlich Lugano zur grossen Masse der kristallinen Schiefer gestellt. Diesen wird archäisches Alter zugemessen (Lit. 32, p. 85, 89, 101).

Das untersuchte Gebiet gehört zum „Malcantone" am Osthang der M. Lemakette, dem südlichen Ausläufer des M. Tamaro. Die topographische Grundlage bilden folgende Blätter des Siegfriedatlasses:

Blatt 540 Sessa 1 : 25000
„ 540bis Agno 1 : 25000
„ 538 Taverne 1 : 50000

Der beigefügten geologischen Karte (Taf. VIII) liegt die Vergrösserung eines Ausschnittes des Überdruckblattes „Lugano e dintorni" (1 : 50000) auf den Masstab 1 : 25000 zugrunde.

Das geologisch kartierte Gebiet erstreckt sich von Ponte Tresa nordwärts über Bedigliora zum Monte Rovrè und M. Torri, von hier ostwärts über Arosio nach Manno und weiter südwärts über Aranno und Pura nach Ponte Tresa. Kurze vorläufige Mitteilungen über meine Untersuchungen habe ich Herrn Prof. Alb. Heim zur Publikation in seiner „Geologie der Schweiz" (1922) zur Verfügung gestellt (Lit. 67, Bd. II, p. 819).

A. Morphologie und Quartärbildungen.

Die Landschaftsformen des Malcantone sind in hohem Masse bedingt durch glaziale und fluviatile Abtragung und Ablagerung während der Eiszeit. Die geologische Struktur dagegen kommt im Landschaftsbild wenig zum Ausdruck, da dem Gneisgebiet der regelmässige und über weite Strecken aushaltende Wechsel von harten und weichen Schichten fehlt, der den morphologischen Charakter sedimentärer Gebirgslandschaften kennzeichnet. Drei Hauptfaktoren können wir unterscheiden, die der Morphologie des Gebietes das Gepräge geben: die *erosive Wirkung der eiszeitlichen Gletscher*, die *Überschüttung mit fluvioglazialen Schuttmassen* und die junge, *postglaziale, rückschreitende Erosion* der Wasserläufe.

1. Die glazialen Formen.

Schon beim Studium der topographischen Karte, aber noch mehr, wenn wir von einem Gipfel der Lemakette den Malcantone überblicken, drängt sich uns das Bild einer *Rundhöckerlandschaft grossartigsten Masstabes* auf, wie sie von Omboni (Lit. 13, p. 16) und Lautensach (Lit. 57, p. 20) von der Einsattlung des M. Cenere geschildert wurde. Neben den glazialen Formen tritt das junge, durch die postglaziale Erosion der Magliasina und ihrer Nebenflüsse geschaffene Relief zurück und gewinnt nur im untern Teil des Magliasina-Tales Selbständigkeit.

Zu beiden Seiten der Magliasina ziehen sich ungegliederte, rundhöckerartige Erhebungen hin, stets mit steilerem Hang nach Süden blickend (vgl. Fig. 1). Östlich der Magliasina sind es die Höhen des Cervello (977 m), des Montaccio (936 m), des S. Bernardo (901 m) und der S. Maria (781 m); westlich der Magliasina vor allem der Alned (874 m), die Cima Bedeglia bei Novaggio (751 m), die Bedeglia di Bedigliora (706 m)

Fig. 1. Malcantone: M. Lema-Kette (1623 m), Alned (874 m) und Cima Bedeglia (751 m) mit Novaggio und Curio. — Schlucht der Magliasina und Delta bei Magliaso am Luganersee. — Gesehen von Süden.

Fliegeraufnahme: Ad Astra-Aero A.-G., Zürich.

und der M. Mondini (817 m). Auffallend ist die *geringe Höhendifferenz* der einzelnen Gipfel und die *gleichmässige, langsame Höhenabnahme südwärts.*

Die Hauptmasse des den Malcantone überflutenden Eises drang von Nordosten her, südlich des M. Ferraro über die Einsattelung von Arioso vor (vgl. Fig. 2) und bewegte sich bis Novaggio-Aranno in der Richtung der heutigen Magliasina. Hier biegt die Magliasina ostwärts aus, die Eisströmung verlief dagegen geradlinig südwärts weiter über Novaggio und Biogno

zur Tresa. *Diffluenzerscheinungen* müssen bei abnehmender Eisbedeckung westlich Miglieglia stattgefunden haben, wo sich ein westlicher Zweig des Gletschers über die Alpen von Pazzo gegen Bombinasco und die Terrassen von Beride und Beredino wandte. Südlich Novaggio verzweigte sich der Gletscher nochmals; ein westlicher Arm floss über Biogno zur Tresa, ein östlicher über Pura zum Agnobecken des Luganersees.

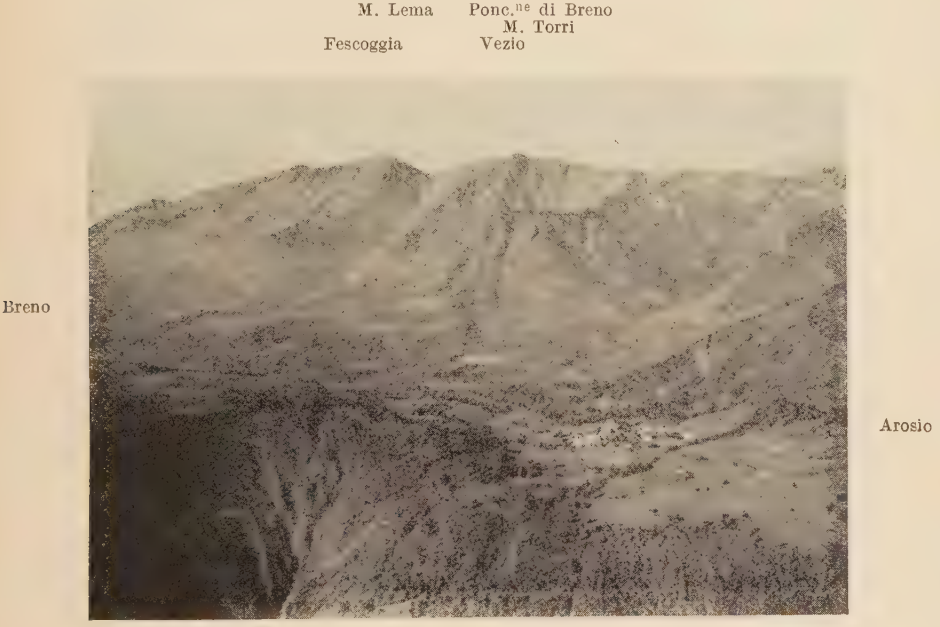


Fig. 2. Malcantone: M. Lema-Kette (1623 m). — Terrasse von Arosio, Vezio, Fescoggia, Breno. — Schlucht Vallone ob Manno. — Gesehen von Nordosten.

Fliegeraufnahme: Ad Astra-Aero A.-G., Zürich.

Das *Querprofil dieser Gletschertäler* lässt meist die Form des lose zwischen zwei festen Punkten hängenden Seiles erkennen. Dies ist in vollkommener Weise bei Novaggio zwischen Alned und Cima Bedeglia zu beobachten (Prof. 6), ferner in mehreren Kulissen, wenn wir von der Strasse, am Südostausgang von Novaggio, gegen Mugena-Arosio blicken: der sanft geneigten Terrasse von Novaggio–Miglieglia-Breno entspricht diejenige von Aranno, beide sind getrennt durch die tiefe, postglaziale Erosionsrinne der Magliasina.

Längs dem Südwesthang der Lemakette, ob Miglieglia–Bombinasco, zieht sich als *Trogschulter* des ehemaligen Gletschers eine Wiesenterrasse hin: diese erstreckt sich vom M. Rovrè (1098 m) südwestwärts über die Prati di Maggio und über Sass da Pioc (1067 m) zu den Prati di Campo und zur Alpe di Monte (1012 m) und zieht sich von hier in der Höhe 940 m auf die Südseite des M. Rogoria.

Andere als die erwähnten morphologischen Spuren der Eisbedeckung sind im anstehenden Gestein spärlich zu beobachten, da der grösste Teil des Gebietes von den quartären Schuttmassen bedeckt ist. Südlich Viona bei Arosio wurden auf südwärts ansteigendem, groben Verrucano-Sandstein, also auf der Stossseite des Gletschers, *Gletscherschliffe* beobachtet, die wie zu erwarten nach SSW gerichtet sind. *Rundhöckerformen* im kleinen sind nicht häufig und meist stark überschüttet (Nordhang des Cervello, Tortoglio südwestlich Breno unterhalb des Strassenknies, südl. P. 612 südlich Bedigliora).

2. Die quartäre Schuttdecke.

Schon Mortillet (Lit. 12, Karte) und Omboni (Lit. 13, Karte) haben erkannt, dass das Massiv des M. Tamaro eisfrei war und inselartig vom Tessingletscher umflossen wurde. Etwas genauere Darstellungen finden wir auf der „Karte der Vergletscherung zwischen Tessin und Oglio" von Penck und Brückner (Lit. 51, p. 786) und auf der „Karte über das Ausbreitungsgebiet der diluvialen Gletscher der Schweizer Alpen" von R. Frei (Lit. 56). M. Gambarogno (1734 m), M. Tamaro (1961 m) und M. Ferraro (1497 m) werden als eisfrei angegeben.

Die diluvialen Schuttmassen überdecken etwa fünf Sechste des Untersuchungsgebietes. Die obere Grenze des ortsfremden Materiales, aus dem sie sich zum grossen Teil zusammensetzen, wurde am M. Torri auf Höhe 1110 m, bei den Alpetti della Streccia nordwestlich Miglieglia auf Höhe 1080 m und am Südwesthang des Moncucco auf Höhe 1050 m festgestellt. Die *mittlere Höhe des Gletscherstandes* zwischen Ponc.ne di Breno und M. Rogoria liegt bei 1100 m Höhe.

Als Vergleichswerte seien folgende Angaben aus der Umgebung von Lugano erwähnt:

Repossi (Lit. 40, p. 39)	Nordhang M. Galbiga	1300 m
Salomon (Lit. 53, p. 812)	M. Boglia	1200 m
Repossi (Lit. 40, p. 39)	Val d'Intelvi	1050 m

Frauenfelder (Lit. 64, p. 339)	M. La Sighignola: Alpe di Trevino	1011 m
„ „ „ „ „	M. La Sighignola: Apetto	974 m
„ „ „ „ „	M. La Sighignola: Alpe Piasaccio	962 m
„ „ „ „ „	Alpe di Melano	920 m
Pencku. Brückner (Lit. 51, p. 782)	M. S. Salvatore	916 m
Negri, Spreafico (Lit. 15, p. 5)	M. La Nave	910 m
Frauenfelder (Lit. 64, p. 339)	S. Giorgio, ob. Serpiano	900 m
„ „ „ „ „	Ob Somazzo bei Mendrisio	700 m

Penck und Brückner geben für das Luganergebiet ein *Gefälle des Eisstromes* von 20—25‰ an (Lit. 51, p. 783).

Die *Mächtigkeit unserer Schuttdecke* nimmt im allgemeinen hangabwärts zu und ist meist am Südhang der Berge, also im Bewegungsschatten des Gletschers und der Schmelzwasser grösser als am Nordhang (z. B. Cervello, M. Mondini). Östlich Bavoggio, unterhalb der Strasse Novaggio–Miglieglia, auf Höhe 630 m, ist eine Mächtigkeit von etwa 25 m erschlossen; östlich Breno, auf Höhe 710 m, eine solche von etwa 20 m, und in einem Anriss an der Südwestecke der Pian delle forniche östlich Fescoggia messen wir 15 m; alle diese Aufschlüsse reichen aber nicht bis auf die Felsunterlage hinab.

Die Schuttmassen erweisen sich, trotz dem glazialen Formenschatz der Landschaft, nicht als rein glazial, sondern als *fluvioglazial*. Für den fluvioglazialen Charakter der diluvialen Schuttdecke sprechen namentlich drei Faktoren: die *lokale Terrassierung*, die *Schichtung* und der *Schotterhabitus* der Ablagerungen.

Terrassierung können wir sehr schön südlich Novaggio beobachten: die oberste Terrasse von Novaggio fällt von der Kurve 620 über einen kleinen Rebhang zur mittleren Terrasse des Piazzano auf Kurve 580; diesem ist südwärts eine kleine Stufe auf Kurve 560 vorgelagert, die zum untersten Niveau der Prati abfällt (Kurve 550). Auch der NE-hang von Novaggio zeigt ausgeprägte Terrassierung. Bei Miglieglia sind drei Terrassen zu unterscheiden: eine obere, westlich vom Dorf, eine mittlere, südwestlich davon, und eine untere, östlich der Strasse. Ferner gliedert sich die Pian delle forniche südlich Mugena in zwei Stufen, eine nördliche und eine südliche, 2 m tiefer liegende. Alle diese Terrassen sind lokaler Natur und nicht in ein einheitliches System zu bringen. Auch ist zu betonen, dass die Terrassenausbildung keine reine ist, wie wir sie bei fluviatilen Ablagerungen grösseren

Stils zu treffen gewohnt sind; die Terrassen setzen nicht scharf an den Hängen ab, sondern klingen, allmählich ansteigend, in dem Profil des Hanges aus und verlieren sich so in der sich über die Höhen ziehenden allgemeinen Schuttdecke.

Innerhalb der terrassierten Schuttablagerung ist häufig deutliche und rasch wechselnde Schichtung nach Grösse und Anzahl der Gerölle zu beobachten, so z. B. in der Kiesgrube östlich Feredino bei Bedigliora, dann an den Aufschlüssen im Strassen-einschnitt zwischen Novaggio und Miglieglia und an dem schon erwähnten Anriss der Magliasina an der Südwestecke der Pian delle forniche. Meist ist die Schichtung horizontal oder flach talauswärts fallend, an steilen Hängen — wohl infolge Abgleitens — jedoch oft rasch wechselnd, so z. B. an der Strasse nördlich Novaggio.

Die Grösse der Gerölle, an denen keine Schrammung, wohl aber Schlagfiguren zu beobachten sind, schwankt von kleinsten Dimensionen bis zu kubikmetergrossen Blöcken; der Mangel einer konsequenten Auslese nach Grössenordnungen spricht für den Wildwassercharakter des ablagernden Gewässers. Am häufigsten sind ei- bis kopfgrosse Komponenten. Infolge Ausschwemmung bilden sich zuweilen mächtige Anreicherungen grober Blöcke, wie wir sie am Südosthang des Alned nordwestlich Novaggio treffen; das feine Material liegt in den Terrassen oder in den Alluvionen der Magliasina.

An der Zusammensetzung der diluvialen Schuttmasse, die ich nach ihrer Herkunft — nur die letzte Phase des Transportes ist fluviatil — als *erratisch* bezeichne, beteiligen sich vor allem widerstandsfähige, quarzreiche Gesteine: grobstruierte Gneise des Ceneregebietes, Quarzite, feinstruierte hornfelsartige Biotitgneise, Augengneise, Granit- und Dioritgneise, quarzporphyrische und porphyritische Erguss- und Ganggesteine. Sedimentäre Komponenten fehlen gänzlich. Diese Gerölle sind in einen reinen, seltener etwas tonigen Quarzsand eingebettet, in welchem als regelmässige Begleiter stets Muskovit-Schüppchen auftreten.

Die gleichen Gesteinsarten finden sich wieder in zahlreichen erratischen Blöcken, die über die ganze Schuttdecke zerstreut sind, und die wohl meist als Ausschwemmungen aus der Schuttmasse zu betrachten sind. Ich erwähne nur einige besonders auffällige Vorkommen; sie geben zugleich ein Bild der Zusammensetzung der Schuttmasse überhaupt:

Unter dem reichlichen, ortsnahen Material findet sich neben Gneisen häufig in bis 100 m^3 grossen Blöcken der rote, verkieselte

Porphyrtuff von Arosio, in kleineren und spärlicheren Brocken auch das Quarzkonglomerat von Arosio. Unbekannter Herkunft sind die in der Schuttmasse häufigen *porphyrischen Gerölle:* Quarzporphyr- und Porphyrit-Typen, wie sie bis jetzt für die nähere Umgebung nicht festgestellt worden sind. Da Leit-Erratikum für den Porlezza-Arm des Adda-Gletschers (Tonalite, Adamellogranit, Sedimente nördlich des Porlezza-Tales) nirgends getroffen wurde, können wir die Heimat der Porphyrgerölle auch nicht im Veltlin suchen. Es ist eher daran zu denken, dass die porphyrischen Gerölle einer dem Vorkommen von Arosio entsprechenden Porphyrmasse entstammen, die dem Abtrag durch Eis und Wasser gänzlich zum Opfer gefallen ist, oder deren Relikte unter der Schuttmasse irgendwo verborgen sind. Dass ganze Porphyrdecken in unserem Gebiet verschwunden sein können, ergibt sich auch aus der Tatsache, dass Blöcke von Arosio-Porphyr auf den Alpetti della Streccia auf Höhe 930 m und am Westhang des Cervello auf 900 m, also 80 m resp. 50 m höher als das noch heute anstehende, kleine Porphyr-Relikt liegen.

Unter dem ortsfremden Material erwähne ich westlich Moriscio (nördlich Pura), auf Höhe 490 m eine Platte von stark zersetztem *Garbenschiefer*, wie wir ihn aus der Tremolaserie kennen. Reichlich findet sich *Anthophyllitfels*, wie er mir aus dem Val Mesolcina (Verdabbio) bekannt ist: zwei Blöcke östlich Castello, an der Magliasina, auf Höhe 580 m; ein Block östlich Scaletta (östlich Bavoggio), auf Höhe 640 m, nördlich Novaggio; mehrere Blöcke westlich Miglieglia über dem Ufer des Vinerabaches[1]), auf Höhe 730 m; ebenfalls mehrere Blöcke südwestlich des Cervello (Punkt 977), auf Höhe 870 m[2]). Nördlich vom Valleggio di Maggio (südwestlich Oreilo, nördlich Aranno), auf Höhe 710 m und am Südosthang des M. Torri gegen Lot, auf Höhe 1000 m wurden mächtige Blöcke von *Tessiner Gneis* getroffen, wie er bei Osogna gebrochen wird. Mehrfach wurden im Schutt Gerölle und Blöcke eines Granatfelses gefunden (z. B. östlich der Prati di Maggio, Höhe 870 m westlich Miglieglia), der dem von U. Grubenmann beschriebenen *Granatolivinfels des Gordunotales* (Lit. 50) entspricht. Als Merkwürdigkeit seien noch *Blöcke von derbem Pyrit* mit nur wenig quarziger Gangart erwähnt: ein etwa 1 m³ haltender Block findet sich südöstlich Punkt 502 nörd-

[1]) Als Val Vinera wird das sich zwischen Novaggio und Miglieglia nordwestwärts ziehende Nebental der Magliasina bezeichnet; die Bezeichnung fehlt auf den topographischen Blättern.

[2]) Es mag hier ferner ein mächtiger erratischer Block von Anthophyllitfels erwähnt werden, der von Signore Giuseppe Cattaneo (Lugano) bei Punkt 575 westlich Tesserete aufgefunden worden ist.

lich Ponte Tresa, auf Höhe 400 m, zwei kleinere Blöcke im kleinen Bachanriss südwestlich davon, auf Höhe 350 m. Gut gerundete Stücke wurden im Weg östlich Bavoggio (nördlich Novaggio) beobachtet. Die Blöcke entsprechen keinem der mir bekannten Kiesvorkommen des Malcantone; ihre Herkunft ist vorläufig noch unbekannt.

Die Zusammensetzung der Schuttmasse weist also auf eine *Herkunft des Eises aus dem Ceneregebiet und dem nördlichen Tessin.* Leiterratika für den Porlezza-Arm des Adda-Gletschers wurden nirgends beobachtet. Die Grenz- und Mischzone zwischen Tessiner und Adda-Eis muss weiter östlich liegen (vgl. Lit. 56, Karte). Auch Penck und Brückner (Lit. 51, p. 782) nehmen mit Omboni (Lit. 13, Karte) an, dass das Adda-Eis mehr dem östlichen Arm, das Tessiner Eis mehr dem westlichen Arm des Luganersees gefolgt ist.

Wenn wir die geschilderten Verhältnisse überblicken, so sehen wir glaziale und fluviatile Charakterzüge, die sich scheinbar widersprechen, miteinander in engster Verbindung. *Glazial* sind die Rundhöckerformen der Berge, die Trogformen der Täler, denen sich die Schuttdecke anschliesst, die Trogschulter der Lemakette, Gletscherschliffe und Rundhöckerformen im Kleinen, und schliesslich ist der Transport des ortsfremden Schuttes ohne Gletscher nicht denkbar. *Fluviatil* ist dagegen die lokale Terrassierung, die Schichtung der Schuttmasse, die Geröllform der Komponenten, an denen Schrammung fehlt, Schlagnarben aber oft zu beobachten sind. Es steht fest, dass die *Talschaft des Malcantone vom Cenerearm des Tessingletschers überflutet wurde* und durch ihn bis in eine Höhe von ca. 1100 m das Gepräge einer Rundhöckerlandschaft grossen Stils erhielt. Die diluvialen Schuttmassen können jedoch nicht als reine Grundmoränen (Taramelli, Lit. 43, Karte) oder als „Jungmoräne" (Penck u. Brückner, Lit. 51, p. 786) dargestellt werden. Ich betrachte sie als fluvioglaziale Bildung, als *Ablagerung von verlagertem und gerolltem Material, das seiner Herkunft nach aus Moränen mit z. T. ortsfremden Komponenten stammt* und durch kleine Gletscherbäche und grössere terrassenbildende Schmelzwasser am Rande und vor der abschmelzenden Gletscherzunge abgesetzt wurde. Lavizzari hat die Ablagerungen wohl ähnlich beurteilt, wenn er von der Gegend sagt: „è spesso coperto da terreni d'allu vione" (Lit. 14, p. 284). Wallmoränen fehlen gänzlich.

Die besprochenen Ablagerungen sind jung und erinnern in ihrem Erhaltungszustand an unsere Niederterrassenschotter; sie dürften also mit der *„letzten Vergletscherung"* in Verbindung zu bringen

sein. Altersunterschiede innerhalb dieser Diluvialbildungen sind nicht zu beobachten. Marines Pliocän, Konglomerate, wie sie bei Pontegana auftreten (Lit. 47, p. 30), glaziale Tone, denjenigen von Noranco entsprechend (Lit. 8, p. 61), ebenso Ferettobildungen und Ceppo im Sinne Taramellis (Lit. 43, p. 83) und Saccos (Lit. 29, p. 25) fehlen vollständig.

3. Die postglazialen Formen.

Wir haben noch die postglaziale, morphologische Entwicklung des Gebietes zu untersuchen und dabei die Wirkung der glazialen Übertiefung der Haupttäler zu verfolgen.

Das Tal der Magliasina (vgl. Fig. 1) zwischen Mugena und dem Agnobecken des Luganersees gliedert sich, abgesehen vom Delta von Magliaso, in zwei Teile, deren Grenze beim Felsriegel des Castello nordwestlich Aranno (580 m) liegt. Das obere Talstück hat durch die Erosion keine wesentliche Umgestaltung erfahren. Der Fluss folgt in gestrecktem Lauf den erhaltenen glazialen Formen bis zum Becken von Moro, südöstlich Miglieglia, das gegen Süden durch den Felsriegel des Castello abgeschlossen wird; dieser bildet für den obern Talteil eine hochgelegene Erosionsbasis. Das untere Talstück dagegen hat eine sehr jugendliche Physiognomie. Seine Erosionsbasis bildet der tiefe Spiegel des Luganersees (275 m). Unterhalb der Molino d'Aranno verliert das Tal seine glaziale Bedingtheit vollkommen, biegt in wilder Schlucht ostwärts um die Cima Bedeglia, und der Fluss eilt, bald ost- bald westwärts Kulissen aus den steilgeböschten Hängen des V-förmigen, epigenetischen Erosionstales schneidend, zum Agnosee. Dieser Talteil stellt die durch die Übertiefung der Haupttäler geschaffene, *ehemalige Mündungsstufe der Magliasina* dar. Die Mündungsstufe ist bereits zerschnitten und ihre Höhendifferenz hat sich auf die ganze Strecke vom Castello nordwestlich Aranno (580 m) bis zur Ortschaft Magliasina (300 m) verteilt, eine Erscheinung, auf die schon Penck und Brückner hingewiesen haben (Lit. 51, p. 803). Eine ausgezeichnete Stufenmündung treffen wir dagegen im Lauf der wasserarmen, schwach erodierenden Pevereggia südlich Sessa; sie fällt von 370 m auf 270 m gegen die Tresa hinunter und entwässert das Torflager von Sessa (Lit. 21, p. 222 und Lit.14, p. 287), das sich in einem alten Ost-West gerichteten Talboden entwickelt hat.

Schuttkegelbildung fehlen fast ganz; in tiefen Einrissen stürzen und münden die enggescharten, konsequenten

Seitenbäche in die sich einschneidende Magliasina, und diese in das übertiefte Becken des Luganersees. Orthogneise, Hornfelse, hornfelsartige und quarzreiche Schiefer, ebenso die Amphibolite bedingen Steilstufen und Wasserfälle, die glimmerschiefrigen und phyllitischen Gesteine dagegen flache Talstücke. Der zwischen den Seitenbächen liegende Talhang ist meist von Gehänge- und diluvialem Schutt bedeckt. An dem übersteilen Osthang der Cima Bedeglia gegen die Magliasina ist ein junger Bergsturz niedergebrochen, dessen Ausbruchsnische auf Höhe 690 m im Granitgneis liegt und dessen Schüttungsgebiet bis zur Magliasina H. 430 m reicht. Vor einigen Jahrzehnten ist ein kleiner Sturz aus der gleichen Nische nachgebrochen und bis auf H. 550 m niedergegangen.

Vom nördlichen Tessin unterscheidet sich der Malcantone landschaftlich durch einen gewissen Grad der Reife und Ausgeglichenheit. Wir befinden uns näher am Alpenrand und näher an der Abschmelzungszone der diluvialen Eismassen. Die Täler waren einerseits weniger lange Zeit von Eis bedeckt, die Übertiefung macht sich daher nicht in so extremer Weise geltend; andererseits war die ausgleichende Flusserosion länger an der Arbeit (vgl. Lautensach, Lit. 57, p. 96).

B. Geologischer Bau.

Im „Malcantone" treffen wir eine wechselvolle Serie von varistisch gefalteten Eruptiv- und Mischgneisen. Über diese transgredieren Oberstes Carbon (Manno) und Unterstes Perm (Arosio-Mugena). Dieses System wird von porphyrischen Ganggesteinen durchbrochen und südlich Arosio von einem kleinen Relikt einer quarzporphyrischen Tuffdecke überlagert. Das ganze Gebirge ist von jungen Kluft- und Verwerfungszonen durchsetzt, längs denen die Gneise oft stark mylonitisiert und verquarzt sind, und an die häufig das Vorkommen von sulfidischen Erzgängen geknüpft ist. Als jüngste Bildung überzieht — wie wir bereits gesehen haben — eine mächtige, fluvioglaziale Schuttdecke den grössten Teil des Gebietes.

Durch diese Strukturverhältnisse stellt sich der Malcantone einerseits in schroffen Gegensatz zu den nördlich an das „Seegebirge" angrenzenden „penninischen" Alpen, wo sich keine varistische Aufrichtung zeigt, und wo das Carbon konkordant in den jungen, tertiären Faltenbau einbezogen ist; andererseits zeigt unser Gebiet grosse Ähnlichkeit mit Verhältnissen, wie wir

sie z. B. vom Aarmassiv-Nordrand und dann wieder vom Schwarzwald kennen.

Im Folgenden gebe ich vorerst einen geologischen Überblick, indem ich die Zone des Eruptivgneises, die Zonen der Mischgneise und die Sedimentscholle von Manno-Mugena unterscheide.

1. Die Zone des Eruptivgneises.

Auf der geologischen Karte 1 : 100000, Blatt XXIV, ist bei Novaggio ein kleines Granitmassiv eingezeichnet. Dasselbe erweist sich als Teil einer *Granitgneismasse*, die ich von Ponte-Tresa bis gegen Mugena verfolgt habe. Schon Taramelli (Lit. 21, p. 40) betrachtete das Vorkommen von Novaggio als das Zentrum eines grösseren Granitvorkommens. Es bleibt einerseits zu untersuchen, ob sich dieser „Gneis" nicht gegen Nordosten bis zu dem auf dem Dufourblatt verzeichneten kleinen Granitstock südlich Medeglia am Mte. Cenere fortsetzt (vgl. Fussnote p. 193). Andererseits sind von C. Riva (Lit. 36, p. 6) und B. G. Escher (Lit. 59, p. 722) die kristallinen Schiefer von Porto Ceresio und der Salvatore-Halbinsel als Kontaktgneise bezeichnet worden, deren Entstehung eine granitische Intrusivmasse in der Tiefe voraussetzt.

Als typischer, grobbankiger, biotitischer Granitgneis bildet dieses Gestein von der Tresa bis östlich Novaggio auf ca. 4 km Länge und ca. 1 km Breite eine nordwärts sich verschmälernde Zone, der die Höhen des M. Mondini und der Cima Bedeglia angehören (vgl. Fig. 1.). Nördlich Ponte-Tresa taucht der Granitgneis von Novaggio am Südfuss des M. Mondini aus den diluvialen Schottermassen auf. Er erscheint an der Strasse zwischen Barico und Purasca und bildet die Felsköpfe der Rochetta (P. 502). — Ein ausgezeichneter Aufschluss findet sich in einem auflässigen Steinbruch am Fussweg 500 m südwestlich P. 374 südlich Pura. Die Bankung des Granitgneises streicht hier N 30° E und fällt unter 30° gegen E. In diesem Granit setzt ein 3 m mächtiger, seigerer und ca. N 50° W streichender Gang eines vollständig zersetzten *Porphyrites* auf; im Bachanriss, ca. 200 m gegen NW, auf Höhe 415 m steht, eine Bachschwelle bildend, ebenfalls ein Porphyrit an; es ist anzunehmen, dass die beiden Vorkommen derselben Gangzone an gehören. Auch südöstl. P. 502 (Rochetta) auf H. 440 m ist der von Biotithornfelseinlagerungen begleitete Biotitgranitgneis von einem 1 m mächtigen, undeutlich N 40° E streichenden,

seigeren Porphyritgang durchbrochen, der in einem Fussweg spärlich aufgeschlossen ist. Im Anriss des Bächleins, längs des Weges 200 m nordwestl. P. 374, südlich Pura sind in einem Abstand von 50 m 2 Porphyritgänge zu beobachten, wovon der westliche etwa 3 m, der östliche 1 m mächtig ist. Sie setzen in einer N–S streichenden Wechsellage von Granit- und Mischgneisen auf und streichen undeutlich N 15° E. *Der Granitgneis ist also zwischen Ponte-Tresa und Pura mehrfach von Porphyritgängen durchbrochen.*

Am Osthang des M. Mondini lässt sich der Granitgneis trotz reichlicher Schuttmassen über die Aufschlüsse südlich Curio bis zum „Granitstock" der Cima Bedeglia verfolgen.

An der Strasse südlich Curio soll sich nach Taramelli (Lit. 21, p. 133) der Übergang vom Granitgneis zum „Granit" der Cima Bedeglia vollziehen; das Gestein besitzt jedoch hier, wie auch an der Cima Bedeglia, stets gneisige Textur; massiger, rein granitischer Gesteinshabitus wurde nirgends getroffen. An der Strasse 300 m südwestl. Curio ist der Gneis in 2 alten Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Sehr schön lassen sich hier glimmerreiche, basische Differentiationsschlieren beobachten. Am Strassenbord zeigt er die typische, tiefgründige, grobkörnige, sandige Vergrusung.

An der Cima Bedeglia (vgl. Prof. 6) ist der Granit am augenfälligsten entwickelt und hier zuerst als solcher erkannt worden. Gute Aufschlüsse finden sich in kleinen Steinbrüchen an der Waldecke 100 m östlich P. 580 (westlich Curio), unmittelbar nördlich Curio auf H. 590 m und am Ostausgang von Curio. Ein kleiner Steinbruch in hornblendeführender Fazies liegt östlich des Chiesuola südöstlich Novaggio, beim Scheibenstand. Der Granitgneis ist ferner in den Felsköpfen am Südhang und in der Ausbruchsnische des Bergsturzes (vgl. p. 140) am Osthang erschlossen. Nordwestlich von Curio zeigt der Gneis ausgeprägte Streckungserscheinungen. Die Streichrichtung beträgt im allgemeinen N 30° E, das Fallen etwa 40° SE.

Der Granitgneis des M. Mondini und der Cima Bedeglia ist nördlich und südlich von Curio von einer *NNE-streichenden Zerrüttungszone* durchsetzt. Derselben Zone gehören die kleinen Störungen und Ruschelzonen 500 m südlich Curio an der Strasse nach Pura an, ferner der Bergsturz der Bedeglia und ein sich von hier gegen NNE ziehendes Felsband von mylonitisiertem Granitgneis. Es ist auffallend, dass die *Erzvorkommen* von Nenti, am Bache Molgé (H. 500 m) und an der Strasse

südlich Curio bei P. 510 in dieser Zerrüttungszone liegen. Ich betrachte diese N 25° E streichende Zone als junge Störung.

Die einheitliche Granitmasse, M. Mondini–Cima Bedeglia, grenzt gegen Osten und Westen an „Mischgneise", eine Serie regionalmetamorpher, vom Granit kontaktlich beeinflusster, kristalliner Schiefer (vgl. p. 145).

Auf der Strecke Ponte-Tresa bis zum Nordostabhang der Cima Bedeglia ist diese *Kontaktzone* nur spärlich aufgeschlossen: Nordöstlich der Cima Bedeglia treffen wir im Magliasinabett N 20° E streichende Kontaktgneise: sillimanitführende Hornfelse, glimmerreiche Schiefer und Zwischenlagen von normalem Granitgneis. 500 m nordöstlich Curio greifen glimmerschiefrige Gneise bis auf H. 620 konkordant über den Granitgneis; nordwestlich Curio erstrecken sie sich bis zum Steinbruch östl. P. 580 und von hier südwestwärts bis zur Strasse Curio-Bedigliora, wo die Gneise lokal ein abnormes E–W Streichen besitzen. Nördlich vom Schulhaus Curio umschliesst der glimmerschiefrige Kontaktgneis eine linsige Amphiboliteinlagerung. Die glimmerschiefrigen Gneise treffen wir nochmals südlich Curio kurz vor der Mündung der Molgé in die Magliasina. 600 m nordwestlich Pura sind stark verruschelte Glimmerschiefer und mylonitisierter Granitgneis erschlossen. Die Kontaktzone ist hier gestört, was sich auch in lokalem N 80° E gerichteten Streichen äussert. Auch hier konstatieren wir mit der Störung das Einsetzen von *Erzvorkommen*: nordwestlich Pura (Alla Foggia) ist in den Mischgneisen auf ca. 100 m Länge eine undeutlich verfolgbare, N–S streichende, vererzte Ruschel zu beobachten. Am Südostrand des M. Mondini sind im Bach nordöstlich P. 502 auf H. 370 m Glimmerschiefer aufgeschlossen, ebenso im Fussweg 500 m nordöstl. Ponte Tresa.

Gegen Westen ist der Granitgneis des M. Mondini und der Cima Bedeglia durchweg von Diluvium überdeckt, und erst westlich der Senke von Novaggio–Biogno erscheinen phyllitische und glimmerschiefrige Mischgneise, die der Zone im Osten des Granites entsprechen.

Die nördliche Fortsetzung des Granitgneises von Novaggio lässt sich in den Bachanrissen östlich von Novaggio verfolgen. Immerhin verliert er hier seine Beständigkeit, und wir treffen Serien von normalem Granitgneis, Hornfelsen, Phylliten und Glimmerschiefern, die sich in mehrfacher Folge wiederholen können. Zum Biotit des Granitgneises gesellt sich allmählich und lokal ziemlich reichlich eine dunkelgrüne Hornblende, wie sie an der Cima Bedeglia erst ganz vereinzelt und untergeordnet

auftritt. Das Gestein erhält ein unruhiges Gepräge, was zum vornherein im Charakter einer solchen Mischzone liegt. Häufig sind die gefältelten und „gequälten" Glimmerschiefer von pegmatitischen Quarzadern injiziert. Seltener kommen auch echte, feldspatführende *Pegmatitgänge* zur Entwicklung. Solche pegmatitische Gänge finden sich beispielsweise 100 m unterhalb des Steges über die Magliasina (Ponte d'Aranno) auf der rechten Bachseite und im Bach südlich P. 603 (M. Pellegrino).

Das allgemeine Streichen ist in diesem Gebiet N-S gerichtet, das Fallen unter ca. 50° ostwärts. Häufig treten Ruschelzonen auf, die das Vorhandensein von in mehrfachen Richtungen sich kreuzenden Verwerfungen andeuten. Eine solche Störungslinie ist östlich Novaggio im Bett des Nebenbaches der Magliasina auf H. 590 m zu beobachten; sie streicht N 25° E, also parallel der oben erwähnten Störung am Osthang der Bedeglia. An eine andere, N 40° W streichende Kluft sind die *Erzvorkommen* von Ciüs und Ponte d'Aranno geknüpft. An eine E–W streichende Spalte dasjenige von Casé, 250 m nördlich P. 603 des M. Pellegrino, nordöstlich Novaggio.

Schon Taramelli (Lit. 21, p. 40) erwähnt das Vorhandensein von Granitgneis am Hang westlich von Aranno. Der normale Granitgneis führt hier in wechselnden Mengen Hornblende. Als grober *Hornblendegranitgneis* bildet er nordwestlich Aranno den Felsriegel des Castello, wo zu beiden Seiten der Magliasina kurze Stollen angefahren sind. Sie verfolgen zwei undeutliche, *schwach vererzte Zonen*, die N–S und NW–S E streichen. Gleichfalls in Hornblendegranitgneis setzen nordwestlich von Aranno und bei Maglio mehrere NW–SE streichende *zinkblende- und etwas bleiglanzführende Gänge* auf.

Die starkgequetschte, durch Hornblendeführung ausgezeichnete, nördliche Fortsetzung des Bedeglia-Granites ist weiterhin gekennzeichnet durch eingeklemmte Keile von *glimmerreichen Kontaktgneisen*, die durch ihre *Sillimanit-, Disthen-, Staurolith- und Granatführung* charakterisiert sind. Solche Glimmerschiefer sind aufgeschlossen 100 m südlich der Ponte d'Aranno, am rechten Magliasinaufer mit einer Mächtigkeit von 2 m, 60 m nördlich der Brücke 1 m mächtig mit reichlicher Granatführung und an der Bachmündung von Tinevalle nordöstlich P. 603 (M. Pellegrino) als stark verkneteter, mehrere Meter mächtiger, kleingefältelter Schiefer.

An der Strasse nördlich Aranno und in den Bachanrissen des Valleggio di Maggio (südöstl. Maglio) tritt der nordwärts absinkende Granitgneis wieder in unregelmässige Wechsellagerung

mit z. T. sillimanitführenden Hornfelsen, Gneisquarziten und phyllitischen und glimmerschiefrigen Gneisen, welch letztere nordwärts in der Hauptsache den Westhang des Cervello aufbauen. Der Granitgneis taucht nordwärts mit wechselnder Hornblendeführung längs der Magliasina öfters aus der Schuttüberlagerung wieder auf und lässt sich mit konstantem N–S-Streichen und steilem (80°) E-Fallen bis östlich Fescoggia verfolgen (vgl. Prof. 4). Als schmale Zwischenlage ist er in den Bachanrissen am Nordwesthang des Cervello aufgeschlossen. Südlich Mugena-Arosio gewinnt er in einer *muskowitführenden, rot pigmentierten, etwas aplitischen Fazies* nochmals grössere Verbreitung. Das allgemeine Streichen ist hier N–S, das Fallen senkrecht oder sehr steil gegen E gerichtet (vgl. Prof. 3).

Der somit von der Tresa bis Mugena auf 8 km Länge zu verfolgende Eruptivgneis ist nirgends gegen das Nebengestein scharf abgegrenzt, sondern greift fingerartig in dieses ein und *verliert sich in einer Zone von rasch wechselnden Mischgneisen.* Auffallend ist die *Konstanz der Streichrichtung*: am M. Mondini und an der Cima Bedeglia N 30° E mit einem südöstlichen Fallen von 50°, am Westhang von Aranno und vom M. Pellegrino längs der Magliasina nordwärts N–S mit steilem Ostfallen. Die Knickzone des M. Pellegrino zwischen dem nördlichen N–S und dem südlichen NNE–SSW streichenden Teil ist durch häufige Verruschelungen und Mylonitisierung des Granitgneises gekennzeichnet. In der Konstanz der Streichrichtung macht sich gegenüber dem noch zu besprechenden, im Streichen fortwährend wechselnden Mischgneis eine ausgesprochene Starrheit des Granitlakkolithen geltend.

2. Die Zone der Mischgneise.

Gegen Osten und Westen wird der „Eruptivgneis" von einer Gneisfolge unscharf begrenzt, die ich als „*Mischgneise*" bezeichne. Sowohl normal zum Streichen, als auch im Streichen selbst treffen wir hier die verschiedensten Gneistypen: *Hornfelse, Gneisquarzite, biotit- und muskowitreiche, dünnschiefrige Phyllite und Gneise in raschem und mannigfaltigem Wechsel.* Häufig sind sie *injiziert* von quarzpegmatitischen, seltener von aplitischen Gängen, die dem Granitgneis entstammen. Ferner ist diese Gneisserie durch *Amphibolit-Einlagerungen* ausgezeichnet. Im allgemeinen lässt sich beobachten, dass mit grösserer Entfernung vom Granitgneis die raschwechselnde Gneisfolge in einen grobblätterigen, biotitreichen Phyllitgneis übergeht, wie er zum Beispiel an der Bedeglia

di Bedigliora und bei Miglieglia entwickelt ist. Ich betrachte diese ganze Gneismasse als vom *Granitgneis aus kontaktlich beeinflusste, regionalmetamorphe kristalline Schiefer*. Da die einzelnen Typen der ganzen Zone, abgesehen von den Amphiboliten, nirgends die Bedeutung zusammenhängender Horizonte gewinnen und untrennbar miteinander vermischt und vergesellschaftet sind, sollen sie hier in ihrer Gesamtheit besprochen werden. Die Mischgneise verwittern nicht wie der Granitgneis grusig, sondern zerblättern oder zerfallen kubisch. Infolge der intensiven und tiefgründigen Verwitterung erhalten Gesteinstypen, die im frischen Zustand noch leicht zu unterscheiden sind, ein ähnliches, glimmerschiefriges Aussehen, was zusammen mit der glazialen Verschüttung die Beobachtung der Lagerungsverhältnisse stark beeinträchtigt.

Das Verbreitungsgebiet dieser Gneise folgt in einer östlichen und einer westlichen Zone dem Granitgneis. Die westliche Mischgneiszone wurde von der Bedeglia di Bedigliora über den Alned nordwärts bis zum M. Torri verfolgt. Die Lagerungsverhältnisse in der westlichen Zone zeigen gegenüber dem Granitgneis eine ausserordentliche Unruhe: ein allgemeines Streichen und Fallen ist kaum mehr festzustellen. Ruschelzonen und Verwerfungsklüfte verlaufen in verschiedenen Richtungen und häufen sich derart, dass oft der Eindruck eines eigentlichen Zerrüttungsgebietes entsteht.

Bevor ich, von Süden gegen Norden fortschreitend, auf eine kurze, spezielle Beschreibung der westlichen Zone eintrete, haben wir eine die Lagerungsverhältnisse der ganzen Zone mitbedingende *Hauptstörung* kennen zu lernen. Während die Eruptivgneise immer gegen E einfallen, begegnen wir in den Mischgneisen meist einem unregelmässigen W-Fallen. Die Übergangszone der beiden Gneise ist nordwärts bis gegen Breno verschüttet, aber selbst östlich der Molino nördlich Novaggio, wo der unter 50° E-fallende Granitgneis nur etwa 100 m von dem unter 70° W-fallenden Phyllit entfernt ist, können wir keine gegenseitige Annäherung der beiden Fallrichtungen beobachten, und in den Aufschlüssen westlich Breno bis gegen Mugena ergibt sich längs Ruschelzonen noch augenfälliger ein sprunghafter Wechsel der Fall- und auch der Streichrichtung. Ich nehme an, dass der Granitgneis längs einer steil ostwärts fallenden Verwerfung an den westlichen Mischgneisen absetzt (vgl. Profile). Die Verwerfung ist als Hauptstörungszone zu betrachten. Sie streicht von Novaggio N 25° E bis südöstlich von Breno. Hier wird sie von einer N 55° E streichenden, ostwärts ausbiegenden, in den Bach-

anrissen östlich Breno mehrfach zu beobachtenden Störung abgelöst, die wahrscheinlich in der kleinen, die Sedimentscholle südlich Mugena durchsetzenden Verwerfung (vgl. p. 157) ausklingt. — Diese Hauptverwerfung ist an die Grenzregion zwischen Eruptivgneis und Mischgneis gebunden und trennt z. B. ostfallenden Eruptivgneis und westfallenden Mischgneis in der Gegend von Miglieglia (vgl. Prof. 5), meist aber verläuft sie innerhalb der Mischgneise selbst. Aus der Richtung N 25° E dieser Hauptverwerfung westlich des Eruptivgneises ergibt sich ein auffälliger Parallelismus mit der Störungslinie in seiner östlichen Randzone, am Osthang der Cima Bedeglia. Auch die Ruschelzone östlich Novaggio verläuft in dieser Richtung.

Von Breno südwärts ist längs unserer Hauptverwerfung die westliche Scholle der Mischgneise um einen unbekannten Betrag in das Niveau einer grösseren Erstarrungstiefe des Granites der östlichen Scholle abgesunken. Vermutlich findet diese Verwerfung in der in ihrem Streichen liegenden Verwerfung der Valganna ihre Fortsetzung, wo gleichfalls die westliche Scholle versenkt ist (Lit. 23, Profile und Lit. 43, Taf. I).

Wir verfolgen nun die westliche Zone der Mischgneise von Süden nach Norden. An der Bedeglia di Bedegliora treten vorwiegend grobblättrige, phyllitische Gneise auf, seltener finden sich auch hornfelsartige Zwischenlagen. Das allgemeine Streichen ist NW–SE gerichtet, wobei sich im östlichen Teil ein Umbiegen in die N–S-Richtung geltend macht. Im Bachanriss nordwestlich Beride liegt in stark gefältelten, verrutschten Gneisen der verstürzte Eingang einer alten, ersoffenen, nach N 70° E gerichteten Galerie.

Dieselben Gneise sind am Südhang des Alned zu beobachten. Zahlreiche Aufschlüsse finden sich in den Bachanrissen an seinem Osthang und längs der Strasse nördlich Novaggio. Hier sind die Gneise jedoch durch grössere Wechselhaftigkeit in ihrer Textur und Struktur ausgezeichnet und zuweilen hornfelsartig entwickelt; ausserdem begegnen wir amphibolitischen Einlagerungen. — Die *Amphibolite* treten in einer konkordanten, etwa 10 m mächtigen Zwischenlage zum ersten Mal in einem Fussweg nordwestlich Novaggio auf (vgl. Prof. 6). In den Bachanrissen am Hang gegen Miglieglia werden sie zahlreicher; südlich Miglieglia lassen sich vier Amphiboliteinlagerungen unterscheiden (vgl. Prof. 5). Ähnliche Amphibolite stehen in den Bachanrissen des Tortoglio und in denjenigen nordwestlich Breno (vgl. Prof. 4) an. Die stratigraphische Verbindung einzelner Vorkommen muss trotz verschiedener Streichrichtungen angenommen werden: im

Wechsel der Streichrichtung gelangt der Schollenbau des Gebietes zum Ausdruck. Die prinzipielle Streichrichtung ergibt sich daher weniger aus einzelnen Messungen, sondern mehr aus der Verbindungslinie der einzelnen Vorkommen.

Für das Gebiet des Alned sind nicht nur amphibolitische Einlagerungen sondern auch das Auftreten von *Ganggesteinen* typisch: 700 m nördlich von Novaggio an der Westseite der Strasse, in der Nische eines kleinen Ausbruches ist ein ca. 1 m mächtiger, undeutlich NE–SW streichender, von Hornfels begleiteter Gang eines feinkörnigen, massigen Granites aufgeschlossen, der sich leider an Ort und Stelle nicht weiter verfolgen lässt. Genau derselbe Ganggranit taucht jedoch mächtiger und deshalb etwas grobkörniger südlich vom Gipfel des Alned (P. 874), auf Höhe 800 m, in einigen Felsköpfen aus dem Schutt (vgl. Prof. 6). Ein weiteres Vorkommen des gleichen Granites steht bei Nella Valle (nördlich Banco) sowohl im oberen Fussweg auf Höhe 685 m, als auch im unteren (nach Pazzo) auf Höhe 670 m an. Er zeigt hier eine allerdings undeutliche gneisige Entwicklung. Obwohl der Zusammenhang der genannten Vorkommen infolge der Schuttbedeckung nicht direkt beobachtet werden kann, scheint es doch wahrscheinlich, dass sie demselben *Granitgang* angehören, der die annähernd N-S streichenden Mischgneise in der Richtung N 45° E durchquert.

Bei Nella Valle ist auf Höhe 670 m, am Weg von Novaggio nach Pazzo ein 1,5 m mächtiger *Olivindiabasgang* erschlossen (vgl. Prof. 6). Er streicht anscheinend N-S und fällt unter 60° gegen W. Er durchbricht diskordant die Mischgneise, in die er vereinzelte, wenige Zentimeter mächtige Apophysen sendet. Die weitere Fortsetzung des Ganges konnte nicht festgestellt werden.

200 m südlich der Brücke, südwestlich Miglieglia werden biotitreiche Gneise von einem Porphyritgang durchbrochen, der schon Herrn Prof. C. Schmidt bekannt war. Denselben Porphyrit traf ich 400 m östlich davon, in einem kleinen Bachanriss südlich Miglieglia (Coste dei Fonti) und schliesslich 400 m weiter östlich, 350 m südwestlich Miglieglia, am Osthang des Tälchens Gattino, auf Höhe 640 m in kleinen, schlecht aufgeschlossenen Felsköpfen unmittelbar östlich der Galerie Baglioni (vgl. Prof. 5). Obwohl weder in den Aufschlüssen des Vinerabaches noch im Bachanriss von Gattino der Porphyrit beobachtet wurde, nehme ich nach der petrographischen Untersuchung (vgl. p. 219) an, dass auch diese drei Vorkommen zu demselben, mehrfach auskeilenden und sich auftuenden Gang oder Gangzug gehören.

Derselbe durchsetzt somit N 80° E streichend die Mischgneise unter annähernd rechtem Winkel. An der Strasse ist er etwa 10 m mächtig und setzt am südlichen Kontakt senkrecht durch die Gneise; der nördliche Kontakt fällt etwa mit 30° unter diese ein. Die Mächtigkeit der beiden andern Vorkommen ist nicht erschlossen, dürfte aber eher geringer sein.

Zwischen Novaggio und Miglieglia sind in den Mischgneisen *Erzvorkommen* sehr verbreitet; ich erwähne folgende Anhaue und alte Galerien auf Erzgängen: Im Bach östlich Scalette (Nebenbach 300 m nordwestl. Molino), nördlich Novaggio, wurde eine nun gänzlich verstürzte Galerie auf einer NNE–SSW streichenden, schwach vererzten Ruschelzone vorgetrieben. Am Bach 200 m nordöstlich der Molino, nördlich Novaggio, liegt der Schurf von Tinevalle, der in nordwestlicher Richtung eine verquarzte, etwas Arsenkies führende Zone verfolgt. Im Bachanriss von Gattino, südöstlich Miglieglia, treffen wir auf H. 610 m die alten Galerien Franzi und Baglioni, die NW–SE streichende, gold- und silberhaltige Arsenkies-Pyritgänge angefahren haben. Südlich Miglieglia wurde auf H. 680 m auf einer schwach vererzten Kluft der kurze Stollen Gattino in nordwestlicher Richtung vorgetrieben. Nördlich Miglieglia liegt auf H. 670 m am Bach der verstürzte, in südwestlicher Richtung verlaufende Stollen Tortoglio.

Weiter gegen Norden, südlich Breno, ist in den kleinen Nebenbächen der Magliasina, eine steile Schwelle bildend, ein NE–SW streichender *Amphibolit* aufgeschlossen, der sich durch seine äusserst zähe, massige Textur von den oben erwähnten Amphiboliten unterscheidet (vgl. p. 147). Westlich der Linie Miglieglia-Breno gewinnen *hornblendeführende Mischgneise*, ohne geologische Selbständigkeit zu erlangen, grössere Verbreitung. Sie sind im Bachanriss westlich Breno erschlossen, treten am M. Rovrè, ferner in der Valetta und im Val Pirocca, am Südwesthang des M. Torri, auf (vgl. Prof. 4).

Das Gebiet des M. Torri nordwestlich der oben erwähnten, N 55° E streichenden Hauptstörungslinie ist gegenüber dem östlich dieser Linie gelegenen Gebiet mit seinem konstanten N–S Streichen und steilen E-Fallen ein Gebiet maximaler Zerrüttung. Am M. Torri, in der Valetta und im Val Pirocca ist das Streichen und Fallen höchst unregelmässig: im allgemeinen herrscht ein NW-SE-Streichen und ein SW-Einfallen von 40—60° vor. Häufig ist aber ein direkt W–E gerichtetes Streichen zu beobachten. Beobachtungen, die eine befriedigende Erklärung des plötzlichen E–W-Streichens geben können, müssen über ein

weiteres Gebiet ausgreifen, als das in vorliegender Arbeit geschehen ist. Es mag erwähnt werden, dass, während die Gneise des M. Lema E–W streichen, wir nördlich des Poncione di Breno im M. Pola und im Gradicioli auf ein N 45° E-Streichen und ein 45° S–E-Fallen stossen; auf dem M. Tamaro wurde N 20° E-Streichen und 45° S–E-Fallen gemessen und in der Umgebung von Indemini wurden Übergänge zu N–S-Streichen und 20° E-Fallen festgestellt. Allgemein treffen wir bei einem N–S oder NE–SW gerichteten Streichen wieder das östliche Einfallen, also Richtungen, wie sie für die Eruptivgneise östlich unserer Hauptverwerfung gelten.

Bezeichnend für das Zerrüttungsgebiet am Südost- und Südwesthang des M. Torri sind neben den zahlreichen Quetsch- und Ruschelzonen eine ganze Reihe von *Quarzgängen*, die an die Störungslinien gebunden und oft von *sulfidischen Erzen* begleitet sind: so der auf etwa 300 m weit zu verfolgende Gang unmittelbar südlich vom M. Torri-Gipfel, der durch sieben übereinanderliegende Stollen angefahren und im Ausgehenden auf Pyrit abgebaut wurde. Nordwestlich Lot, auf H. 990 m, lässt sich längs dem Hang auf etwa 800 m Länge ein N 45° E streichender Quarzgang verfolgen. Mit ähnlichem Streichen verläuft eine verquarzte und vererzte Ruschel am Westausgang von Fescoggia, wo gleichfalls eine jetzt gänzlich verstürzte Galerie vorgetrieben wurde. An dieser Stelle ist auch die N 25° E streichende Rutschfläche an der Strasse, vor der Magliasinabrücke, nördlich Vezio, zu erwähnen; sie fällt steil ostwärts. Eine weitere Verwerfungskluft ist, N 50° E streichend, südwestlich unterhalb Mugena aufgeschlossen. Wir erhalten also ein ganzes System NE oder NNE streichender Störungslinien, d. h. *die Hauptverwerfung ist von parallelen Nebenstörungen begleitet.* Die Hauptrichtung wird durch eine ganze Reihe anderer Störungen in verschiedener Richtung geschnitten. Auch an diese sind *Erzvorkommen* geknüpft. Ich erwähne die vererzten Spalten- und Ruschelbildungen der Pian di Nadro nordwestlich Breno, das Erzvorkommen im Val Pirocca auf H. 930 m und in der Valetta auf H. 1020 m.

Der östlichen Mischgneiszone gehören die Höhen der Santa Maria, des San Bernardo und des Cervello an. Die wenigen Aufschlüsse in der unmittelbaren Kontaktzone von Granit- und Mischgneisen südlich Aranno wurden bereits erwähnt (vgl. p. 143). In dem auf der beiligenden Karte dargestellten Gebiet zwischen Aranno und Arosio zeigen die Mischgneise viel ruhigere Lagerung als in der Mischgneiszone westlich vom Granit-

gneis. Das Streichen ist allgemein N–S gerichtet mit geringen Schwankungen ost- und westwärts; das Fallen ist meist annähernd lotrecht, oft steil ostwärts; nur am Hang gegen Manno treffen wir ein allmählich sich verflachendes W-Fallen. Verquarzte und vererzte Störungslinien fehlen bezeichnenderweise fast gänzlich. Am Westhang des Cervello, in den Bachanrissen westlich Agra, wurde ein *Amphibolit* festgestellt (vgl. Prof. 4), der den Amphiboliten zwischen Novaggio und Miglieglia entspricht und wie diese eine konkordante Einlagerung bildet. Ein analoges Amphibolitvorkommen findet sich bei Arosio (vgl. Prof. 1). Zwischen Manno und Mugena werden diese Gneise von sedimentären, nicht metamorphen Bildungen überlagert.

3. Die Sedimentscholle von Manno-Mugena.

Im östlichen Teil unseres Gebietes, zwischen Mugena und Manno, ist eine Reihe von Gebirgsgliedern erschlossen, deren gegenseitige Beziehung für die Kenntnis der geologischen Geschichte von grundlegender Bedeutung ist: *das kristalline Grundgebirge, das Carbon von Manno, die Sedimenttafel südlich Mugena-Arosio und die Porphyrtuffe von Viona* (vgl. Karte u. Prof. 1, 2 u. 3).

Das *Carbon von Manno* wurde erstmals 1869 von Negri und Spreafico untersucht und beschrieben und auf einer geologischen Karte der Umgebung des Luganersees dargestellt (Lit. 15, p. 15). Osw. Heer beschreibt von B. Studer bei Manno „entdeckte" Pflanzenreste im Jahre 1876 (Lit. 19, p. 47). Im Jahre 1887 gab E. Bayet eine kurze, lithologische und palaeontologische Beschreibung des Gesteins von Manno (Lit. 24 b, p. 3). Eine spätere Beschreibung aus dem Jahre 1880 verdanken wir Gümbel (Lit. 22, p. 573). In demselben Jahr schildert Taramelli das Vorkommen als U-förmige, in die kristallinen Schiefer eingefaltete Mulde (Lit. 21, p. 33). Seine Ansichten entstammen vornehmlich Mitteilungen und Notizen von Negri, Spreafico, Stoppani, Fumagalli und Favre. Auch in den „Geologischen Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano" von C. Schmidt und G. Steinmann aus dem Jahre 1890 (Lit. 27, p. 6) wurde an der muldenförmigen, konkordanten Einlagerung festgehalten. Stella nimmt 1894 (Lit. 32, p. 88) an, dass das Carbon von Manno einen zwischen die kristallinen Schiefer eingeklemmten Keil darstellt und weist nachdrücklich darauf hin, dass die Konkordanz zwischen Carbon und Grundgebirge nur eine scheinbare ist, und dass bei genauem Studium diskordante Auflagerung anzunehmen sei. — Die Lagerungsverhältnisse der Umgebung von Arosio und Manno

sind zuletzt 1911 von B. G. Escher untersucht und auf einer Kartenskizze und einem Profil im Masstab 1 : 25000 wiedergegeben worden (Lit. 52, p. 166). Seine Darstellung erweist sich als äusserst revisionsbedürftig. Escher greift die Taramelli'sche Ansicht wieder auf und zieht aus der konkordanten „Einfaltung" Schlüsse auf die obere Altersgrenze der varistischen Faltung des Gebietes. Er glaubt sogar, die muldenförmige Lagerung stratigraphisch nachweisen zu können und betrachtet die mergelige Zwischenlage, die sich durch den oberen Rand des unteren der beiden bekannten Steinbrüche nordwestlich Manno zieht, als Muldenkern, an den sich symmetrisch zu beiden Seiten die Konglomeratbänke als Muldenschenkel anschliessen.

Meine Untersuchungen haben ergeben, dass das *Carbon von Manno* einer *zwischen Verwerfungen versenkten Scholle* angehört, die sich *südlich Arosio nordwestwärts bis nach Mugena* verfolgen lässt.

Die Auflagerung des Carbons auf das kristalline Grundgebirge ist in der Umgebung von Manno nicht aufgeschlossen. Als Liegendes des Carbons betrachte ich eine Serie verruschelter und zermürbter, quarzreicher Gneise, die besonders in dem Bachriss 400 m westlich Manno erschlossen sind. Ohne dass die direkte Überlagerung der Carbonkonglomerate auf diese Gneise irgendwo zu beobachten wäre, gelangen wir nordwestlich des Dorfes Manno zu den beiden bekannten, übereinanderliegenden Steinbrüchen. Hier ist eine *Wechsellage vorzugsweise von groben, quarzigen Konglomeraten, hellen, grauen oder gelblichen Sandsteinbänken und dunkelgrauen, tonigen, durch Kohlenschmitzchen ausgezeichneten Sandsteinbänken* aufgeschlossen. Die vorherrschenden Konglomerate führen vorwiegend nuss- bis faustgrosse, unvollkommen gerundete Quarzgerölle, seltener feinkörnige Gneise. Porphyrgerölle fehlen gänzlich. Die Konglomerate sind ausgezeichnet in einem dritten, von Escher nicht erwähnten, kleinen Steinbruch aufgeschlossen, der sich 300 m nördlich des Strassenknies, nördlich Bosco Luganese, befindet.

Diesen zuletzt erwähnten Aufschluss wähle ich als Ausgangspunkt zur Erörterung der Lagerungsverhältnisse. Es ist einerseits zu prüfen, ob eine *eingefaltete Mulde oder eine abgesunkene Scholle* vorliegt, und andererseits ist zu untersuchen, ob *Konkordanz oder Diskordanz von Carbon und Grundgebirge* herrscht. Das Streichen des Carbons wurde hier zu N 45° W und das Fallen zu 25° NE bestimmt. 50 m westlich davon streicht ein muskovitreicher, oft etwas graphitischer Glimmerschiefer N–S und fällt 40° W, was auf Diskordanz deutet; immerhin ist zu

beachten, dass zwischen den gemessenen Aufschlüssen eine Verwerfung durchstreicht. Das Carbon zieht sich von hier als gleichmässig entwickelte, konglomeratische Felsmasse etwa 200 m nordwestwärts und ist in dieser Richtung längs der erwähnten, schon von Escher beobachteten *Verwerfung*, die im Gelände durch ein kleines Trockentälchen zum Ausdruck gelangt, abgesunken. Weiter nordwestwärts verschwindet das Carbon unter Diluvium und Gehängeschutt.

Ein Schuttband trennt diese südwestliche Carbonmasse von einer tiefer gelegenen, nordöstlichen, in der die zuerst erwähnten Steinbrüche angelegt sind. Hier streicht das Carbon N 60° E und fällt unter 35° gegen NW. Die verruschelten Gneise im Bachanriss 100 m südöstlich davon besitzen ein wechselhaftes Streichen und Fallen: ich bestimmte N 65° E-Streichen und 20° N-Fallen, also ähnliche Richtungen wie im Carbon; jedoch wenige Meter weiter südöstlich N 75° W und 25° N. Die genannten Messungen lassen erkennen, dass die Stellung der Carbonschichten dieser nordöstlichen Scholle um etwa 80° gegen das Streichen der südwestlichen, oberen Carbonmasse verdreht ist. Wollten wir eine muldenförmige Lagerung annehmen, so müssten wir ein ausserordentlich steiles NW gerichtetes Axialgefälle der Muldensohle voraussetzen. Auf keinen Fall dürfen wir aus zufälliger Wiederholung einzelner Schichten eine isoklinale Mulde konstruieren, wie dies Escher getan hat, da solche Wiederholungen für die Fazies der Ablagerung geradezu typisch sind. Nach der Bedeutung, die im Malcantone den verwerfenden Störungen zukommt, liegt es nahe, zur Erklärung des Wechsels in der Streich- und Fallrichtung der südwestlichen und der nordöstlichen Aufschlüsse Brüche herbeizuziehen. Längs einem solchen SE–NW streichenden Bruch, den ich in dem das südwestliche und das nordöstliche Carbonvorkommen trennenden, quartären Schuttband vermute, könnte der *nordöstliche Komplex abgesunken* sein und zwar in höherem Mass in seinem Nordwestflügel, wodurch sich dann auch die verdrehte Streichrichtung erklären liesse.

Der vermutlich diese Scholle gegen N begrenzende *Bruch* ist erst weiter nordwestwärts, südlich Arosio deutlich erschlossen. Nach SE zu verschwindet er an den Hängen der Vallone vollkommen unter Gehängeschutt und Diluvium. Einen ausgezeichneten Hinweis auf das Vorhandensein dieser Verwerfung haben wir aber in den Begleiterscheinungen vor uns, die im Nebengestein in den Steinbrüchen von Manno in Form von *Rutschharnischen* erschlossen sind. Sie treten an zahlreichen kleinen, aber auch an grösseren Rutschflächen auf, die unter sich

zum grossen Teil parallel sind. Am schönsten ist diejenige am linken Rand des unteren Steinbruches. Ihr Streichen wurde zu N 80° W, ihr Fallen zu 75° S bestimmt, Richtungen, die genau der vermuteten Verwerfung entsprechen.

Das Carbon von Manno ist relativ reich an „Häcksel"; seltener finden sich bestimmbare *Pflanzenreste*. Taramelli führt nach den Bestimmungen von F. Sordelli folgende Arten an (Lit. 21, p. 175):

1. Calamites Cistii Brongn.
2. Calamites cannaeformis Schloth.
3. Calamites gigas Brongn.
4. Calamites approximatus Sternberg.
5. Sigillaria elegans Brongn.
6. Sigillaria deutschiana Brongn.
7. Sigillaria elongata Brongn.
8. Sigillaria scutellata Brongn.
9. Sigillaria (Syringodendron) pachyderma Brongn.
10. Sigillaria undulata Sternberg.
11. Lepidodendron Oeltheimianum Sternberg.

Die Arten 1, 5 und 7 sind schon im Jahre 1876 von Osw. Heer beschrieben worden. (Lit. 19, p. 41, 42, 47; Lit. 24a, p. 13, 14) Nach O. Heer wurde Calamites Cistii von B. Studer gesammelt (Lit. 19, p. 47[1]).

Diese Pflanzen entstammen den Konglomerat- und Sandsteinbänken der beiden Steinbrüche von Manno. Pflanzenreste, die ich in den mergeligen Zwischenlagen des unteren Bruches fand, scheinen den Pteridophyten und Equisetaceen anzugehören.

Auf Grund der erwähnten Flora sind die Schichten von Manno dem *obersten Obercarbon*, den *Ottweiler-Schichten* zuzurechnen (vgl. Lit. 35, p. 356, 362, 418). Der Vergleich mit den Sedimenten südlich Mugena-Arosio wird uns ebenfalls zur Annahme führen, dass die Konglomerate von Manno dem höchsten Obercarbon angehören.

Etwa 1,5 km westlich Manno sind südlich Arosio seit langer Zeit *Konglomerate, Tuffe und „Quarzporphyre"* bekannt, welche als Erosionsrelikt die Gneise diskordant überlagern. Allgemein hat man dieselben mit den analogen, permischen Bildungen am Luganersee in Parallele gestellt und nur von Negri und Spreafico ist schon 1869 eine Ausbreitung des Carbons von Manno nordwestwärts über Arosio bis nach Mugena angenommen worden (Lit. 15, Karte). B. G. Escher (Lit. 52, p. 171) hat zuletzt die Lagerungsverhältnisse von Arosio besprochen. Während er über

[1]) E. Bayet erwähnt dieselben Pflanzen, ausgenommen Sigillaria elegans (Lit. 24 b, p. 3).

den Gneisen eine stratigraphische Serie von „Porphyrtuff", darüber „Porphyr" und darüber „Verrucano" (Servino), somit die Äquivalente vom Luganersee zu erkennen glaubt, finde ich als *Liegendes der ganzen Serie, den Gneis überlagernd, eine mächtige, weitverbreitete Konglomeratbildung, darüber Tuffbreccie und als Jüngstes silifizierten roten Porphyrtuff.* Die basalen Konglomerate von Arosio-Mugena sind daher nicht zu parallelisieren mit dem den Porphyr überlagernden Servino des Luganerseegebietes, sondern sie sind älter als die roten Porphyre, somit permocarbonisch und daher in Beziehung zu bringen zu den obercarbonischen Konglomeraten von Manno.

Wenn wir von Arosio aus dem Fussweg südwärts folgen, so gelangen wir an Aufschlüssen N 30° W streichender und senkrecht stehender, glimmerreicher Phyllite des Hügels Induno vorbei zur Einsattelung von Viona südlich P. 901. Hier treffen wir plötzlich auf die längs einer *Verwerfung* an den Indunogneisen abgesunkenen Porphyrtuffe von Arosio. Die Verwerfung streicht N 50° W einerseits gegen Mugena und scheint andererseits gegen die Nordgrenze des Carbons von Manno auszubiegen. Sie stellt die *nordöstliche Begrenzung der Sedimentscholle von Mugena-Arosio* dar, und ich nehme an, dass sie in der erwähnten N 80° W streichenden, das Carbon von Manno gegen Norden begrenzenden Verwerfung ihre Fortsetzung findet. Etwa 30 m südöstlich, unterhalb der Einsattelung von Viona, tritt auf der Verwerfungskluft eine typische Verwerfungsquelle auf.

Unmittelbar südlich der Einsattelung bilden die porphyrischen Gesteine einen kleinen, terrassenartigen Hügel nordöstlich P. 925. Die oberste, ca. 5 m mächtige Lage derselben besteht aus einem fleischroten bis violetten, pechsteinähnlichen Porphyrgestein, das sich als gänzlich *verkieselter Quarzporphyrtuff* erweist. Die Basis des Hügels bilden gegen Nordwesten und Südosten ausgreifend, in einer Mächtigkeit von ca. 3 m, dunkelviolette bis bräunliche, grümelige *Tuffbreccien*, die nicht verkieselt sind. Unverkennbar lagern Tuffbreccie und Tuff auf *konglomeratischen Schichten*, die N 45° W streichen und 25°–40° NE fallen (wie südliche Carbonscholle von Manno!). Soweit die Aufschlüsse es gestatten, erkennen wir in diesen klastischen Gesteinen rote, glimmerreiche Sandsteine und braungrüne, sandige Mergel, die mit feinen oder groben, oft etwas brecciösen Konglomeraten wechsellagern und gegen das Liegende gänzlich in ein helles, graugelbes, hauptsächlich quarzitführendes Konglomerat übergehen. Bemerkenswert ist es, dass diese im Liegenden der Quarzporphyrtuffe von Viona auftretenden Konglomerate entgegen gelegentlichen Dar-

stellungen (Lit. 21, p. 134) *keine Porphyrgerölle* enthalten. Weiterhin weist die Tatsache, dass der verkieselte Porphyrtuff sich in ganz gewaltigen Massen im fluvioglazialen Schutt vorfindet, darauf hin, dass der Tuff früher ein viel ausgedehnteres Areal eingenommen haben muss und eine über die heute noch anstehenden Konglomerate greifende Decke bildete. Die Konglomerate sind dagegen im Schutt sehr spärlich. In ihren oberen Lagen erinnern diese klastischen Sedimente wohl an den „Verrucano" des Luganerseegebietes, während die tieferen Horizonte mehr dem Gestein von Manno entsprechen. Die stratigraphisch höheren, sandig mergeligen Lagen stehen auf der sanften, nordostwärts gerichteten Abdachung der H. 932 an, während die tieferen Konglomeratbänke eine bei P. 925 von Nordwest gegen Südost über die Höhe laufende, oft mehrere Meter hohe, felsige Steilkante bilden, die gegen Südwest blickt und sich einerseits auf ca. 1 km Länge gegen Mugena, andererseits etwa 500 m südostwärts gegen den Südrand der Carbonscholle von Manno zieht.

Der Südrand dieser Sedimentscholle Viona–Mugena entspricht einer *Verwerfung*, die sich tatsächlich weiter nordwestwärts, südlich vom Piembach, sehr schön beobachten lässt: hier stossen die Konglomerate südwärts an Gneisen ab. Diese Verwerfung zieht sich gegen den Südwestrand des Carbons von Manno und ich betrachte sie als die *südwestliche Verwerfung des Grabenbruches Manno–Mugena.*

In dem Profil von Arosio südwärts gegen Agra sind wir somit aus höheren in tiefere Schichten gelangt, in folgender Sukzession:

1. Verkieselter Tuff.
2. Tuffbreccie.
3. Rote, glimmerreiche Sandsteine und bräunliche, mergelige Sandsteine.
4. Quarzitkonglomerat.

Die über die Einsattelung von Induno N 50° W streichende, nördliche Randverwerfung lässt sich nordwestwärts gegen Mugena auf ca. 1 km Länge weiter verfolgen. Sie biegt beim Piembach nordwärts etwas aus und streicht von hier N 30° W gegen Mugena. Etwa 100 m nördlich vom Steg über den Piembach sind in den Konglomeraten N 30° W streichende und 80° W fallende Harnische zu beobachten, die dieser Verwerfung angehören. An die Gneise im Nordosten stossen mächtige Quarzkonglomerate, die in zwei Steinbrüchen unmittelbar südöstlich Mugena und 300 m weiter südlich am Piembach aufgeschlossen sind.

Im südlichen Steinbruch, nördlich der Piembrücke, transgredieren über rote, etwas grobflaserige Gneise rauchgraue bis gelbliche, etwa 6 m mächtige Konglomeratbänke mit unregelmässigen Zwischenlagen von groben Sandsteinen. Die Konglomerate führen vornehmlich nuss- bis faustgrosse, unvollkommen gerundete Quarzitgerölle und spärlich helle, feinkörnige Gneise; porphyrische Komponenten fehlen gänzlich. Lithologisch entspricht das Konglomerat demjenigen von Manno. Pflanzenreste konnten zwar nirgends festgestellt werden. Über dem Konglomerat folgen 2 m mächtige, rote und graue, oft etwas tonige, glimmerreiche Sandsteine und mehr mergelige Bildungen, Schichten, wie wir sie auch im Steinbruch bei Mugena aufgeschlossen finden werden. Sie sind von fluvioglazialem Schutt überlagert.

Unmittelbar südöstlich Mugena sind in einem auflässigen Steinbruch die roten und braungrünen, mehr mergeligen und sandig-tonigen Bildungen ca. 5 m mächtig erschlossen. Die Transgression auf steil stehende, N–S streichende Gneise ist sehr schön zu beobachten; der Sandstein streicht N 30° W und fällt 35° NE. Hier finden sich auch die merkwürdigen, wulstigen Gebilde, die schon Gümbel (Lit. 22, p. 574) in den Aufschlüssen östlich Viona aufgefallen sind: deutlich runde, oft etwas gekrümmte Säulchen, die ½ bis 2 cm Durchmesser und bis 8 cm Länge besitzen. Sie zeigen eine auffällige Querabsonderung, indem die konvexe Fläche des einen Gliedes in die napfartige Vertiefung des nächsten greift, ähnlich wie die Kammern der Orthoceratiden. Die Säulchen zerfallen daher leicht. Der schlechte Erhaltungszustand lässt nicht erkennen, ob es sich um anorganische, konkretionäre, oder um organische Gebilde handelt. In einzelnen Lagen sind Tongallenbildungen häufig.

Die besprochenen Sedimente südlich Mugena-Arosio liegen mit den Konglomeraten von Manno in demselben, sich von SE gegen NW allmählich etwas verschmälernden Graben. Wie wir aus dem Carbon-Konglomerat von Manno bereits tektonische Störungen innerhalb der versenkten Scholle erwähnt haben, begegnen wir auch solchen Störungen südlich Arosio–Mugena: Am Nordrand der besprochenen Scholle, östlich des „Porphyrs" von Arosio, liegt am steilen Hang der Vallone ein Paket roter Sandsteine und Konglomerate, das, wie schon Taramelli (Lit. 21, p. 134) angenommen hat, abgerutscht oder gesackt ist. Eine weitere Störung treffen wir am Piembach, bei seinem Einschnitt in die sich von P. 925 südlich Arosio nordwestwärts gegen Mugena ziehende Felskante der Konglomeratbänke. Hier

ist die Sedimentscholle von einer N 45° E streichenden Verwerfung durchsetzt, an welcher der südöstliche Flügel gegenüber dem nordwestlichen Flügel etwas abgesunken und südwestwärts verschoben erscheint. In dem beschriebenen Steinbruch am Piembach lassen sich N 45° E streichende Rutschflächen beobachten, die dieser Verwerfung entsprechen.

Nachdem wir die Lagerungsverhältnisse und die Gesteine zwischen Mugena und Manno kennen gelernt haben, müssen wir eine Antwort auf die wichtige Frage nach den Altersbeziehungen der Sedimente und Störungen zu geben versuchen:

Es ist selbstverständlich, dass wir den *Gangporphyren und Porphyrtuffen* des Malcantone dasselbe Alter zuweisen wie den Luganer-Porphyrmassen. Diese werden dem *Untern Perm* zugesprochen, wobei die als „Verrucano" bezeichneten Ablagerungen in der Regel bereits Porphyrgerölle führen und in der Umgebung von Lugano den Porphyrdecken auflagern, also jünger als die Porphyre sind. Unsere Konglomerate und Sandsteine sind dagegen älter als die sie überlagernden Tuffe und kommen in das Hangende des Carbons von Manno zu liegen: die tiefsten quarzkonglomeratischen Horizonte unterscheiden sich lithologisch in nichts von den Konglomeraten von Manno. Bei Manno sind die Quarzkonglomerate mächtig entwickelt, bei Viona und im Steinbruch nördlich des Piembaches treffen wir die obersten Quarzkonglomeratbänke, die von rotem Sandstein und braungrünen, mergeligen Sandsteinen überlagert sind; noch weiter nordwestlich, im Steinbruch bei Mugena treten die Quarzkonglomerate ganz zurück, und die hangenden Bildungen transgredieren unmittelbar über die kristallinen Schiefer. Ich glaube, in diesen Lagerungsverhältnissen *eine von SE gegen NW fortschreitende Transgression* zu erkennen (vgl. Prof. 3). In diesem Sinne stellen *die klastischen Sedimente zwischen Mugena und Manno eine Einheit* dar. Den ganzen Schichtkomplex südlich Arosio stelle ich stratigraphisch zwischen die dem höchsten Carbon (Ottweilerstufe) angehörenden Bildungen von Manno und die permischen Porphyrtuffe südlich Arosio, also in das *unterste Perm (Rotliegendes)* und in das *alleroberste Carbon*. Ich bezeichne die Konglomerate und Sandsteine südlich Mugena–Arosio als *„permocarbonische Übergangsschichten"*.

Die Tatsache, dass wir die Bildungen zwischen Mugena und Manno aus stratigraphischen, lithologischen und tektonischen Gründen als Einheit betrachten müssen, zwingt uns in allererster Linie, für das *Carbon von Manno* dieselbe *diskordante Auflagerung* auf das Grundgebirge anzunehmen, wie wir sie aus-

gezeichnet überall südlich Mugena–Arosio beobachten. Die Hauptdiskordanz liegt also nicht zwischen dem Carbon von Manno und den von Escher als Verrucano bezeichneten Ablagerungen südlich Arosio, sondern zwischen dem obersten Carbon und dem kristallinen Grundgebirge. Neben Stella (Lit. 32, p. 88) hat auch Frauenfelder (Lit. 64, p. 249) die sich aus einzelnen Messungen ergebende Konkordanz zwischen dem Carbon von Manno und den Gneisen für zufällig und nicht durch Einfaltung bedingt gehalten. Während also bei Manno das den Ottweiler-Schichten (Stéphanien) angehörende Carbon diskordant den Gneisen aufliegt, ist das etwas ältere Carbon des Bifertengrätli am Tödi (Saarbrücker-Schichten, Westfalien supérieur) in die herzynische Faltung einbezogen (Lit. 52, p. 135, 160).

Das Alter der Verwerfungen ist im Gebiet der Sedimentscholle selbst nur soweit festzulegen, dass die Verwerfungen jünger als die Ablagerung der permischen Porphyrtuffe, hingegen älter als die Quartärbedeckung sind. Es ist jedoch selbstverständlich, dass wir unsere Verwerfungen in das ganze System der bekannten Luganer-Verwerfungen einreihen. Ich verweise hier auf die auffällige Parallelität der von Nebenbrüchen begleiteten Hauptverwerfung zwischen Novaggio und Mugena mit der „Luganer-Hauptverwerfung", die der *tertiären, alpinen* Gebirgsbildung angehört.

Die Tatsache, dass gleichmächtige Carbonkonglomerate wie die von Manno in der Umgebung von Lugano keine allgemeine Verbreitung besitzen, lässt sich damit erklären, dass dieselben einer mehr lokal begrenzten Delta- oder Schuttkegelbildung angehören. Damit fällt auch die Vorstellung dahin, dass das Carbon von Manno ein durch Einfaltung oder Versenkung vor der permischen Abrasion geschütztes Relikt darstelle, dass also unsere Verwerfungen älter als diese sein müssten (vgl. Lit. 67, Bd. II, p. 823).

Wenn auch gleichmächtige Äquivalente des Carbons von Manno aus der Umgebung von Lugano bis dahin unbekannt sind, so fehlt es doch nicht an paläozoischen, klastischen Bildungen, die dem kristallinen Grundgebirge auflagern, und die da und dort auch das Liegende von Porphyrdecken darstellen, die wir also mit dem Schichtkomplex zwischen Manno und Mugena in Parallele setzen können. Ich erwähne folgende hiehergehörende Vorkommen:

Ein bekanntes, mit dem Carbon von Manno direkt zu vergleichendes Vorkommen carbonischer Ablagerungen besuchte ich 10 km nordöstlich von Manno im Val Colla. Das sich nordöst-

lich Lugano bis nach Menaggio erstreckende, aus Trias und Lias bestehende Gebirge stösst nordwärts längs einer jungen, E–W streichenden Verwerfung an den kristallinen Schiefern des „Seegebirges" ab. Die Geologie dieses Gebietes ist durch Repossi (Lit. 40), Bistram (Lit. 42) und neuerdings von O. Seitz (Lit. 65) und F. P. Müller (Lit. 68) besprochen worden. An mehreren Stellen ist an dieser Verwerfung als Basis der Sedimente, anstossend an die kristallinen Schiefer im Norden, noch „Verrucano" erhalten geblieben. Neuere Untersuchungen von C. Schmidt (Lit. 69, p. 109) haben ergeben, dass auf der Nordseite des Gebirgskammes von Denti della Vecchia–Cima del Noresso, ca. 1,5 km westlich der Bochetta di San Bernardo, oberhalb des Weges nach Piancabella, zwischen den Glimmerschiefern im Norden und der Trias im Süden ein bis 100 m breiter Streifen von Carbon und Verrucano auftritt: Auf ca. 1370 m Höhe werden flach nach Süden einfallende Glimmerschiefer in wenig ausgesprochener Diskordanz von 60 bis 70 m mächtigen, grauen Sandsteinen, Tonschiefern und Konglomeraten überlagert. In den höheren Lagen erscheinen graue und rote Sandsteine und feinkörnige Konglomerate in wohlgeschichteten Bänken, die eventuell als Verrucano angesprochen werden können. Auf 1440 m Höhe folgen über denselben, an einer Verwerfung abstossend, als Hauptdolomit zu deutende Triaskalke. Die an Manno erinnernden Sandsteine sind reich an Pflanzenresten (Häcksel) und enthalten Schmitzen von echter Steinkohle. Es gelang mir, einen guten Abdruck eines Calamiten zu finden. Im Vergleich mit den beschriebenen Ablagerungen von Manno-Arosio-Mugena glaube ich, in der ganzen genannten Schichtserie ebenfalls ein der Basis des Porphyrs zugehörendes Permocarbon zu erkennen, wobei ich annehme, dass bei vollständigem Profil über den obersten Sandsteinbänken Porphyrtuffe und Porphyr noch einsetzen würden.

Zirka 12 km südwestlich von Arosio ist im Tal der Tresa, bei Voldomino, unweit Luino am Lago Maggiore ein in kristalline Schiefer eingesenktes Erosionsrelikt vorhanden, welches sich aus Porphyrtuff, Porphyr und Muschelkalk zusammensetzt. Porphyr und Porphyrtuff gleichen demjenigen von Arosio; Negri und Spreafico erwähnen im Liegenden der Tuffe ebenfalls konglomeratische Bildungen, die dem permocarbonischen Sandstein von Arosio entsprechen würden (vgl. B. G. Escher, Lit. 52, p. 171). Im Gebiet der normalliegenden Porphyre und Porphyrite sind weiterhin Konglomerate im Liegenden der eruptiven Gesteine von Negri und Spreafico bei Grantola

nachgewiesen worden (Lit. 15, p. 12 und 13) und ferner von B. G. Escher im Val di Torre nordöstlich Morcote (Lit. 59, p. 728). Neuerdings fand Alfred Senn (Basel) bei Porto Ceresio entsprechende Bildungen zwischen dem kristallinen Grundgebirge und den Porphyrdecken.

Durch die hier gegebene Altersdeutung und Bestimmung der Lagerungsverhältnisse der Konglomerate von Manno–Mugena sowie ihrer Äquivalente von Val Colla, Voldomino und Morcote scheint mir der Nachweis gegeben, dass die, südlich der penninischen Gebiete der Alpen, im Seegebirge wieder einsetzende *varistische Faltung schon vor Ablagerung des obersten Carbons ihr Ende gefunden hat.* Oberstes Carbon, Perm mit den Porphyren, Servino und die übrigen mesozoischen Sedimente haben sich als konkordantes Schichtsystem auf diesem varistischen Grundgebirge aufgebaut; bei der tertiären Phase der alpinen Gebirgsbildung sind die höheren, speziell die sedimentären Gebirgsglieder gefaltet und die tieferen, vorzugsweise die kristallinen Schiefermassen und ihre Porphyrdecke durch Verwerfungen zerteilt worden.

C. Petrographische Untersuchung der Gesteine.

I. Die Gneisformation.

Einige mikroskopisch-petrographische Untersuchungen der kristallinen Schiefer der Umgebung von Lugano verdanken wir A. Stella (Lit. 32, p. 88). Ausserdem sind die im Liegenden des Porphyrs bei Porto Ceresio und bei Morcote zu Tage tretenden kristallinen Schiefer von C. Riva (Lit. 36, p. 6) und B. G. Escher (Lit. 59, p. 732) untersucht worden.

Die geologische Untersuchung zeigte, dass die Gneise des Malcantone einerseits jüngere *granitische „Eruptivgneise"*, andrerseits durch die Eruptivgneise *kontaktlich beeinflusste „Mischgneise"* sind.

a. Die Eruptivgneise.

Die Eruptivgneise sind petrographisch als drei geologisch eng verbundene, demselben Intrusivkörper angehörende Typen entwickelt:

1. Biotitgranitgneis.
2. Hornblendegranitgneis.
3. Zweiglimmergranitgneis.

1. Der Biotitgranitgneis.

Der *Biotitgranitgneis* (vgl. Taf. IX, Fig. 1), wie er ausgezeichnet am Monte Mondini und an der Cima Bedeglia bei Novaggio entwickelt ist, stellt ein mittelkörniges Gestein dar. In einer hellen, makroskopisch meist nicht auflösbaren Quarz-Feldspatmasse liegen, zu kleinen Nestern gehäuft, schwarze Biotitschüppchen. Diese Nester sind bald unregelmässig zerstreut, bald ordnen sie sich deutlich parallel, bald verbinden sie sich zu dünnen ausgedehnteren Lagen. Je nachdem ist die Textur mehr massig-granitisch oder, was häufiger der Fall ist, mehr gneisig: nördlich Curio, an der Cima Bedeglia, ist der Granitgneis gestreckt und die Textur daher linear. Gänzlich untergeordnet tritt an der Cima Bedeglia neben Biotit auch in einzelnen Nestern eine schwarzgrüne Hornblende auf, so z. B. beim Scheibenstand 500 m östlich Novaggio. Dieser Gneis leitet über zum eigentlichen Hornblendegneis, wie er weiter nördlich vorkommt. Durch Eintreten von Muskowit entwickelt sich der Zweiglimmergranitgneis.

Als Hauptgemengteile treten im typischen Biotitgranitgneis etwa zu gleichen Teilen *Quarz*, *Kalifeldspat* und *Plagioklas* auf; *Biotit* ist ziemlich reichlich vorhanden. Als Nebengemengteile finden sich *Zirkon*, *Apatit*, *Magnetit*, *Pyrit* und als Übergemengteile *grüne Hornblende*, *Titanit*, *Granat* und *Orthit*.

Die Struktur ist granoblastisch[1]). Die Kataklase gelangt mit wechselnder Intensität meist nur in den unregelmässig begrenzten Körnern und Körnchen des Quarzes zum Ausdruck und äussert sich in der gewohnten undulösen Auslöschung und Felderteilung. Als eine besondere Erscheinung beobachtet man *„Fiederförmige Drucklinien"*, welche die Quarzkörner durchziehen (Fig. 3.). Diese fiederförmigen Drucklinien durchsetzen meist parallel zur Gesteinsschieferung als geradlinige Risse die ganzen Quarzkomplexe, ohne im einzelnen Korn Rücksicht auf die kataklastische Felderteilung zu nehmen. An Feldspatkörnern setzen sie scharf ab, können aber jenseits derselben im Quarz wieder in der gleichen Richtung einsetzen. Bei stärkerer Vergrösserung lösen die Risse sich fiederartig in ein System annähernd rechtwinklig aneinanderstossender, feiner, in leichter Krümmung auslaufender Sprünge auf. Dort, wo sich solche Drucklinien in paralleler Anordnung häufen, entsteht daher der Eindruck einer

[1]) Die Nomenklatur der Strukturformen der kristallinen Schiefer wurde im Sinne Grubenmann's (Grubenmann, 1910: „Die kristallinen Schiefer") angewendet, diejenige der massigen Gang- und Ergussgesteine im Sinne Rosenbusch's (Rosenbusch, 1910: „Elemente der Gesteinslehre").

sich kreuzenden Spaltbarkeit des Quarzes. Im gestreckten Granitgneis nördlich Curio besitzt der Quarz oft ausgeprägte Trümmerstruktur. Zuweilen sind auch die Biotitschuppen kataklastisch zerbrochen und verbogen und zeigen undulöse Auslöschung.

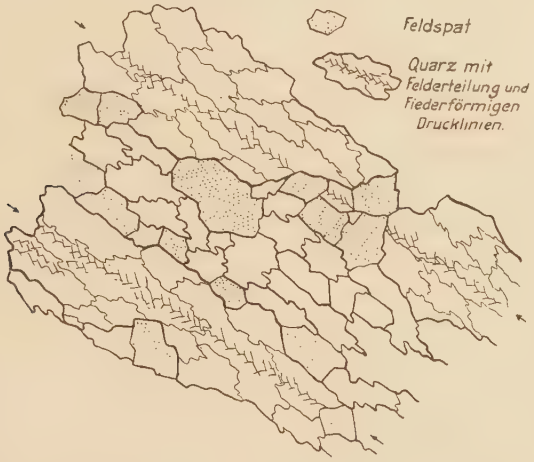


Fig. 3: Biotitgranitgneis östl. Novaggio. Lin. Vergr. ca. 20.

In den Gesteinen der Randzone des Granites bildet der Quarz bisweilen ½ cm dicke Augen, die an der Gesteinsoberfläche als rissige Warzen herauswittern und sich aus einem verzahnten Körner-Aggregat zusammensetzen. Möglicherweise liegt in diesen, z. B. bei P. 542 westlich Curio und im Bachanriss östlich Novaggio anstehenden Gneistypen eine etwas *quarzporphyrartige Randfazies* des Granitgneises vor.

Unter den Einschlüssen des *Quarzes* sind vor allem zahlreiche rundliche oder ovale, oft auch stäbchenförmige oder vollkommen unregelmässige Flüssigkeitseinschlüsse mit tanzenden Libellen zu erwähnen (vgl. p. 167). Bei einer Temperaturerhöhung verschwinden die Libellen schon vor 45°, um bei Abkühlung wieder aufzutreten, was auf CO_2-Einschlüsse (krit. Temp. 31° C.) schliessen lässt. Zum Erhitzen des Präparates wurde eine ähnliche Einrichtung gebraucht, wie sie Baumgärtel beschrieben hat[1]).

Der *Kalifeldspat* bildet gänzlich xenoblastische Körner und Körnermassen und füllt meist in kleinen Fetzchen die Lücken und Zwickelchen zwischen den übrigen Komponenten aus. Der Kali-

[1]) B. Baumgärtel: Eruptive Quarzgänge in der Umgebung der Vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmassive. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., Bd. 63, Jahrg. 1911, Heft 2, p. 201.

feldspat erweist sich durch eine äusserst feine, oft nur als fleckige Auslöschung in Erscheinung tretende Gitterstruktur als *Mikroklin*. Gegenüber Plagioklas erscheint er wasserklar.

Die *Plagioklaskörner* lassen höchst selten noch schwache Andeutung von Kristallformen erkennen. Der Plagioklas ist bisweilen unverzwillingt, meist jedoch nach dem Albit- seltener nach dem Karlsbadergesetz verwachsen; häufig ist diese Lamellierung durch Verwachsungen nach dem Periklingesetz gekreuzt. Die Bestimmungen[1]) ergeben einen *Andesin mit 41 bis 46% An.*, also einen für Granit ziemlich basischen Plagioklas. Selten zeigt der Plagioklas Andeutung einer *inversen Zonarstruktur*, die sich in einer verschwommenen, gleichsam undulösen Auslöschung äussert: die Auslöschungsschiefe des saureren Kernes ist um weniges geringer als diejenige der Randzone. Becke betrachtet die inverse Zonenstruktur der Plagioklase als typische Erscheinung kristallsblastischer Entwicklung in mittleren und unteren Tiefenstufen[2]). Bisweilen ist der Plagioklas von unregelmässigen Mikroklinfetzen durchdrungen, die eine grobe, antiperthitische Verwachsung darstellen. In ausgezeichneter Entwicklung finden sich *myrmekitische Verwachsungen* von Plagioklas und Quarz. Der Myrmekit ist stets an die Berührungsfläche von Plagioklas und Mikroklin geknüpft und bildet hier ein den Plagioklas umsäumendes Band. Bisweilen können Myrmekitkörner von Mikroklin umschlossen sein, wobei das dem Myrmekit zu Grunde liegende Plagioklaskorn gänzlich von der Myrmekitbildung aufgezehrt er-

[1]) Zur *Plagioklasbestimmung* gelangten im Verlaufe der mikroskopischen Untersuchungen folgende, hier einmalig erwähnte Methoden zur Verwendung:

1. Bestimmung durch Vergleich der Lichtbrechung des Plagioklases mit derjenigen des Quarzes nach F. Becke.
2. Feststellung der maximalen Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zur Zwillingsebene *M* der Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. Es wurde der maximale Wert von etwa 10 Messungen genommen.
3. Feststellung der Auslöschungsschiefen in den beiden Hauptindividuen eines kombinierten Albit-Karlsbaderzwillings in Schnitten senkrecht *M*. Die beiden Schiefen liefern die Koordinaten zu einem Punkt der Bestimmungstabelle von Wright. Der Punkt entspricht einer bestimmten Basizität.
4. Feststellung der Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu den Bissectricen, wobei der Winkel von a' zur Trace von *M*, die durch Zwillingslamellen und Spaltrisse gegeben ist, gemessen wurde.
5. Feststellung der Auslöschungsschiefen in Spaltblättchen nach *P* und *M*.

In den Gesteinsbeschreibungen gebe ich nur den An.-Gehalt an. Aus der Wright'schen Tabelle sind die zugehörenden, der Bestimmung zugrunde liegenden Werte zu ersehen. — Vgl. H. Rosenbusch und E. A. Wülfing, 1905: Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. — F. E. Wright, 1913: A graphical plot for use in the mikroscopical determination of the plagioclase feldspars. Am. Jour. of Sc., vol. XXXVI, p. 540.

[2]) F. Becke: „Über Zonenstruktur bei Feldspaten". 1897. „Lotos". Sitzungsberichte, XVII, No. 3, p. 58.

scheint; die Quarzfortsätze dringen dann meist von einem Rande aus divergent gegen die gegenüberliegende Seite vor. Der Plagioklas des Myrmekites entspricht nach seiner Lichtbrechung einem etwas saureren Typus als der Hauptplagioklas. Sowohl der Quarz als auch der Plagioklas eines Myrmekitkornes löschen jeder für sich einheitlich aus[1]). Der Plagioklas ist, im Gegensatz zum wasserklaren Mikroklin, öfters von Serizitschüppchen durchschwärmt, die sich meist längs Spaltrissen oder einzelnen Zwillingslamellen oder auch in unregelmässig-fleckigen Komplexen ansiedeln.

Der *Biotit* ist annähernd optisch einachsig und besitzt starken Pleochroismus: c = b dunkelrotbraun > a hellbräunlichgelb. Um kleine, rundliche oder längliche Körnchen und wohlentwickelte Kriställchen von *Zirkon* finden sich ausgezeichnete schwarzbraune, *pleochroitische Höfe*, die eine wesentliche Erhöhung der Doppelbrechung beobachten lassen. Im Bereich des *Orthites* oder dessen Umwandlungsprodukte treten gleichfalls schwärzliche pleochroitische Säume auf. Häufig ist der Biotit in einzelnen Lamellen oder vollständig in Pennin umgewandelt und dann von Magnetitkörnchen, oft auch von Leukoxenbildungen begleitet. Der Pleochroismus des Pennins ergibt sich zu c = b bläulichgrün > a blass bräunlichgelb (wie Biotit). Er zeigt blauviolette Interferenzfarben und positiven Charakter der Hauptzone (vgl. p. 211). Auch hier finden sich schmutzig braungrüne, pleochroitische Höfe um Zirkon und Orthit, die wohl als Relikte der Höfe im Biotit aufzufassen sind.

Die spärliche, *gemeine grüne Hornblende* tritt meist in enger Verbindung mit den Biotitnestern auf. U. d. M. zeigt sie Tendenz zur Entwicklung der Prismenflächen (opt. Eigenschaften s. p. 168).

Orthit (vgl. Taf. IX, Fig. 1) findet sich im gestreckten Gneis nördlich Curio als porphyroblastenartig in die übrigen Gemengteile eingebettete, bis 1 mm grosse Kriställchen, deren Umgrenzung vornehmlich durch Flächen der Zone der b Achse gebildet wird. Neben regellosen Rissen und Sprüngen täuschen in zahlreichen, parallelen Zügen angeordnete, feinste, unbestimmbare Interpositionen eine Spaltbarkeit nach (100) vor. Neben hoher Licht- und starker Doppelbrechung zeigt er ausgeprägten Pleochroismus: c rötlichbraun > a′ blassbraun mit einem Stich ins Violette. Die Orthitindividuen besitzen undeutliche Zonarstruktur: Die Doppelbrechung nimmt gegen den Rand hin wesent-

[1]) F. Becke: „Über Myrmekit". 1908. Tsch. min. u. petr. Mitt., Bd. XXVII, Hft. 4, p. 377.

lich ab. Die äusserste Zone wird von einem Klinozoisitsaum gebildet, dessen einheitliche Auslöschung nicht mit derjenigen des Orthites zusammenfällt.

In anderen Gesteinsschliffen wurden keine porphyroblastischen Orthite getroffen, dagegen finden sich meist unregelmässige Fetzen und körnelige Aggregate eines sekundären Epidot-Minerals von blassrötlichgelber Farbe, hoher Lichtbrechung und meist niederen, fleckigen Interferenzfarben, die selten über ein schmutziges Grau zu gelblichen Tönen ansteigen. Bisweilen sind auch Andeutungen eines Pleochroismus in rötlichen Farbtönen zu konstatieren; alle diese Erscheinungen deuten auf *orthitische Umwandlungsprodukte* (vgl. p. 176).

Der *Granat* bildet spärliche, und nur sporadisch auftretende, kleine, farblose Kriställchen oder unregelmässige Körner.

In wenigen, kleinen, fetzenartigen, feinkörneligen Aggregaten tritt *Titanit* auf. Er ist sekundärer Entstehung und begleitet und umwächst meist den Biotit. Bisweilen treten mit ihm Leukoxenbildungen auf. Spärlich findet sich in grösseren, rundlichen, niedrig doppelbrechenden, durchaus an *Apatit* erinnernden Körnern ein *Zoisit*, der sich vornehmlich durch seine Zweiachsigkeit und den Mangel kristallographischer Formen von Apatit unterscheidet und in länglichen Individuen eine deutliche, an Spaltrisse erinnernde Quergliederung erkennen lässt. *Magnetitkörner* sind selten und zeigen unregelmässig lappige Umrisse. Bisweilen umschliessen sie kleine Zwickelchen und Fetzchen von *Pyrit*.

2. Der Hornblendegranitgneis.

Der *Hornblendegranitgneis* (vgl. Taf. IX, Fig. 2) ist in ausgezeichneter Entwicklung mehrfach im Magliasinabett westlich Aranno erschlossen. Der Gneis am Hang von Aranno ist gleichfalls als Hornblendegneis zu bezeichnen, jedoch tritt hier öfters Biotit in den Vordergrund, selten kommt untergeordnet auch Muskowit vor und bisweilen sind dieselben Biotitgneise zu beobachten wie an der Cima Bedeglia, wo, wie schon erwähnt, Hornblende gleichfalls untergeordnet auftreten kann. Der Hornblendegranitgneis ist weiterhin östlich Breno, längs der Magliasina, erschlossen, wo er südlich Mugena von einem hornblendefreien Muskowit-Biotitgneis abgelöst wird.

Die Textur ist gleich wie beim Biotitgneis. Ausgeprägt kristallisationsschiefrige Formen, wie sie namentlich im Magliasinabett westlich Aranno anstehen, besitzen einen dunklen Hauptbruch, auf dem Biotit und Hornblende als Träger der Schieferung

einerseits mit der Basis, andererseits mit dem Orthopinakoid in Erscheinung treten.

Die Struktur ist vollkommen kristalloblastisch: wie beim Biotitgranitgneis ist eine primäre Ausscheidungsfolge nicht festzustellen, idiomorphe Umgrenzungen gelangen bei den Hauptgemengteilen kaum zur Entwicklung: der Biotit bildet basalbegrenzte Blättchen und die Hornblende zeigt Tendenz zur Entwicklung der Prismenflächen. Poikiloblastische Verwachsungen sind besonders schön zwischen Hornblende und Quarz zu beobachten. Im Quarz gelangen ausgezeichnete Zahnstrukturen zur Ausbildung (vgl. p. 191). Die Kataklase bewirkt, ohne das Strukturbild bestimmend zu beeinflussen, im Quarz dieselben Erscheinungen, wie sie beim Biotitgneis geschildert worden sind (vgl. p. 162).

Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus den Hauptgemengteilen: *Quarz*, *Plagioklas* (Oligoklasandesin-Andesinlabrador), *Mikroklin*, *Biotit* und *Hornblende*; dazu treten als Über- und Nebengemengteile *Orthit*, *Titanit*, *Zoisit*, *Apatit*, *Zirkon*, *Magnetit*, *Ilmenit* und *Pyrit*. Die einzelnen Mineralien lassen ähnliche Verhältnisse erkennen wie im Biotitgranitgneis, weshalb auf obige Beschreibung verwiesen sei.

Der *Quarz* ist auch hier in schwach gekrümmten Bahnen von zahllosen Flüssigkeitseinschlüssen durchschwärmt; die Züge durchsetzen, unbekümmert um die Verzahnungslinien einzelner Körner, ganze Quarzkomplexe (vgl. p. 163).

Der Gehalt an *Mikroklin* ist sehr schwankend. Auch hier zeigt er alle Übergänge von kaum lamellierten, orthoklasähnlichen Typen zu solchen mit deutlicher Gitterstruktur. Ziemlich selten ist er perthitisch von Albitspindeln durchwachsen, die flämmchenartig den Mikroklin durchzüngeln. Häufig umschliesst er Quarz- und Plagioklaskörner.

Der *Plagioklas* ist meist nach dem Albit- und Periklingesetz fein lamelliert; selten finden sich auch kombinierte Zwillinge nach dem Albit- und Karlsbadergesetz. Der Anorthitgehalt schwankt merklich: die Bestimmungen ergeben im allgemeinen einen An.-Gehalt von 35 bis 40%, also einen sauren *Andesin*. Ein zäher, quarzreicher Hornblendegneis an der Magliasina, nordöstlich Novaggio, stellt dagegen einen Alkali-ärmeren Typus dar: er führt einen sauren *Labrador* mit 55% An. und ist zugleich der Mikroklinärmste Typus. Zuweilen ist auch hier eine schwache, inverse Zonenstruktur zu beobachten (vgl. p. 164). Als Umwandlungsprodukte des Plagioklases wurden neben Serizitschüppchen und kleinen spärlichen Calcitnestern nur selten Klinozoisit und se-

kundärer Albit beobachtet. Neben groben antiperthitischen Verwachsungen mit Mikroklin gelangen hier nur spärlich äusserst feine Myrmekitbildungen zur Entwicklung (vgl. p. 164).

Der *Biotit* schliesst sich nach seinem Auftreten und seinen Eigenschaften enge an den p. 165 beschriebenen Typus des Biotitgneises an. Der Pleochroismus zeigt mehr reinbraune Farben ohne einen Stich ins Rötliche. Als Umwandlungsprodukte treten Pennin, Rutil und magnetitische oder ilmenitische, von Leukoxen begleitete Erzkörnchen auf (vgl. p. 165). Die Leukoxenbildungen siedeln sich meist randlich und längs Spaltrissen an und begleiten in basalen Schnitten zuweilen gut beobachtbare, sagenitisch verwachsene Rutilkriställchen.

Die *Hornblende* ist in wechselnder Menge vorhanden und steht zum Biotit in einem reziproken Verhältnis. Sie bildet dunkle, schwarzgrüne Nester. U. d. M. tritt sie in grossen, lappig und tiefbuchtig umrandeten, von zahlreichen Quarz- und Feldspatkörnern und Biotitleisten durchwachsenen Individuen auf. Bei siebartiger Verwachsung tritt als Einschluss meist Quarz allein auf. Nach der Auslöschungsschiefe, c: $c = 18^0$, und dem Pleochroismus, c blaugrün > b gelbgrün > a blassgrünlichgelb, ist sie als gemeine grüne Hornblende zu bezeichnen. Sowohl um Zirkon als auch um orthitische Umwandlungsprodukte bilden sich schmale und nicht besonders dunkle, pleochroitische Säume. Von allen Komponenten ist die Hornblende am stärksten zersetzt, oft so stark, dass in den Zersetzungsprodukten nur noch das amphibolitische Spaltrissystem und die siebartige Durchwachsung mit Quarz erhalten ist. Als Umwandlungsprodukt findet sich ein feinschuppiges, unauflösbares Aggregat eines farblosen, serizitischen Glimmers und chloritischer Substanzen, in welches zahlreiche, kleine Calcitnester und kleine Leukoxenputzen eingestreut sind. Bei vorgeschrittener Umwandlung reichert sich der farblose Glimmer auf Kosten des Chlorites an, und die Calcitbildungen entwickeln sich zu grösseren Komplexen, die Zwillingslamellierung nach $(01\bar{1}2)$ erkennen lassen. Während der Pennin des Biotites violettblaue Interferenzfarben aufweist, zeigt derjenige der Hornblende mehr stahlgraue Töne.

Unter den Akzessorien fanden wir bereits *Zirkon* und die *orthitischen Umwandlungsprodukte* als Erreger pleochroitischer Höfe in Biotit, Hornblende und Pennin (vgl. p. 165). *Titanit*, *Apatit* und *Zoisit* verhalten sich wie im Biotitgneis (vgl. p. 166). Erzkörnchen sind auffallend spärlich vorhanden. Selten findet sich etwas *Magnetit* oder von Leukoxen begleiteter *Ilmenit*. Auch sekundäre, von einem limmonitischen Saum umgebene *Pyrit-*

körnchen wurden beobachtet. Der Pyrit sitzt vornehmlich Biotit auf und dringt zuweilen längs Spaltrissen mit unregelmässigen Fortsätzen in diesen ein. In einigen Schliffen fehlen opake Akzessorien überhaupt.

3. Der Zweiglimmergranitgneis.

Muskowit tritt da und dort im Granitgneis auf. Er wurde bei Ponte Tresa beobachtet, er kommt untergeordnet an der Strasse südlich Curio und am Fussweg südöstlich der Kirche von Aranno vor und gewinnt schliesslich bestimmende Bedeutung im *Zweiglimmergranitgneis südlich Mugena-Arosio.*

Der Gneis führt hier rotpigmentierten Feldspat und stellt eine etwas aplitische Fazies des Granites mit mehr oder weniger schlieriger Lagentextur dar: Die glimmerreichen Züge sind Träger der Kristallisationsschieferung und treten besonders auf dem Hauptbruch hervor, die glimmerarmen Quarz-Feldspatlagen bilden auf dem Querbruch feinkörnige, schmale Streifen, die sich zu breiteren Bändern oder zu linsig aufgebauchten, grobkörnigen Schlieren erweitern können. Das Gestein erinnert daher zuweilen an einen Injektionsgneis. Makroskopisch lassen sich hin und wieder kleine, in der feinkörnigen, fleischroten Quarz-Feldspatmasse eingebettete Turmalinkriställchen beobachten, die bisweilen von einem leuchtend kobaltblauen, bis 1 mm weiten Hof umgeben sind.

Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus den Hauptgemengteilen: *Quarz, Plagioklas* (Oligoklas), *Mikroklin, Muskowit* und *Biotit;* akzessorisch gesellen sich dazu: *Turmalin, Granat, Apatit, Zirkon* und *Magnetit.*

Die Struktur erinnert an diejenige des Biotit- und des Hornblendegneises, wobei aber das Strukturbild von der Lagentextur beherrscht wird. Unregelmässige Quarzkörner, mehr oder weniger kubische Plagioklase und gänzlich allotriomorphe Mikroklinfetzchen bilden ein granoblastisches Gefüge, in welches die streng parallel orientierten, basalbegrenzten Glimmerblättchen eingestreut sind, die öfters zu anhaltenden Zügen zusammentreten. Der Quarz zeigt die Spuren intensiver Kataklase, wobei auch die oben (p. 162) beschriebenen „fiederförmigen Drucklinien" zur Entwicklung gelangen. Der kataklastische Plagioklas lässt bisweilen sehr schön alle Übergänge von bruchlosen, schwachen Verbiegungen und groben Knickungen und Brüchen beobachten; Mikroklin wirkt als ausheilendes Füllmaterial. Auch die Glimmer

sind zuweilen gestaucht, aufgeblättert, geknickt und verbogen und daher oft undulös auslöschend.

Die Mineralien zeigen — soweit sie mit denjenigen des Biotit- und Hornblendegneises übereinstimmen — die schon beschriebenen Eigenschaften.

Der *Quarz* umschliesst auch hier zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse. Sie sind meist in schmalen, ziemlich gestreckten Bahnen oder einzeiligen Ketten angeordnet, die bisweilen unter sich eine auffallende Parallelität aufweisen können und quer zur Schieferung verlaufen (vgl. p. 185), eine Anordnung, die nach Rosenbusch vielleicht durch Gebirgsdruck zu erklären ist[1]). Ebenso bemerkenswert ist die Erscheinung, dass senkrecht zur Längserstreckung der Quarzkörner, d. h. gleichfalls senkrecht zur Schieferung, bisweilen eine schwache *Streifung* verläuft, die bei parallelen Nicols an feine, haarscharfe, gerade, seltener schwach gekrümmte Spaltrisse erinnert und zwischen gekreuzten Nicols einer äusserst feinen Zwillingslamellierung ähnlich scheint. Offenbar handelt es sich um eine dynamometamorphe Erscheinung, wie sie Sander, Lotze (s. p. 206, Lit. 11, p. 284), Kalkowski, Böhm und andere erwähnt haben[2]).

Der wasserklare *Mikroklin* zeigt auch hier selten deutliche Mikroklinstrukturen, jedoch häufiger an undulöse Auslöschung erinnernde, fleckige Unregelmässigkeit des Interferenztones. Bisweilen ist er von Albitspindeln durchflammt und bildet mikroklinperthitische Verwachsungen.

Der *Plagioklas* ist gegenüber Mikroklin stark bestäubt. Er ist meist verzwillingt nach dem Albit- und Periklingesetz; spärlicher finden sich unverzwillingte Individuen. Die Bestimmung ergab einen *Oligoklas* mit 25% An.; bei den hellen, noch mehr aplitischen Gesteinsvarietäten geht der An.-Gehalt bis auf 10% herunter. Selten lässt der Plagioklas eine schwache, inverse Zonarstruktur erkennen. Häufig ist er antiperthitisch von Mikroklinfetzen durchwachsen: meist sind diese vollständig regellos, seltener schliesst sich ihre Umgrenzung den Spaltrissen und Zwillingslamellen an, noch seltener gelangen spiessige Formen der Einschlüsse zur Beobachtung. Mit Quarz bildet der Plagioklas

[1]) H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, p. 42. 1907.

[2]) B. Sander: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1912, Bd. 62. Heft 2, p. 225 u. ff., Wien. — E. Kalkowski: Die Gneisformation des Eulengebirges. Hab.-Schrift der Univ. Leipzig, 1878, p. 26. — A. Böhm: Über die Gesteine des Wechsels. Tsch. min.-petr. Mitt., Bd. V, 1882, p. 204.

grobe, myrmekitische Verwachsungen; besonders gut gelangen Myrmekitsäume bei den in Mikroklin schwimmenden Plagioklasen zur Entwicklung (vgl. p. 164).

Biotit und Muskowit treten gegenüber den schon erwähnten Komponenten zurück: sie bilden in enger Verbindung und wechselnder gegenseitiger Durchdringung meist basalbegrenzte Leisten. Der Muskowit tritt jedoch auch mit skelettartigen, von Quarz durchwachsenen Formen auf, wie sie beim Glimmer der Hornfelse getroffen werden. Der Biotit ist durch für unser Gebiet nicht häufige, olivbraune und hellsepiabraune Absorptionsfarben ausgezeichnet. Der Muskowit ist vollständig farblos. Sein Pleochroismus gelangt jedoch in der Ausbildung breiter, citrongelber *pleochroitischer Höfe* zum Ausdruck, die *Zirkonkörner* umgeben. Eben solche Zirkoneinschlüsse, rundliche und unregelmässige Körner und ganze Körneraggregate, verursachen auch im Biotit ausgezeichnete, schwarzbraune Höfe, deren Reichweite zu 0,025 mm bestimmt wurde; sie ist etwa halb so gross als die Reichweite der pleochroitischen Säume im Muskowit.

Der *Turmalin* tritt in einem Schliff in mehreren wohlentwickelten Kriställchen auf, die sich alle in einer quarzreichen, mit der Schieferung parallel laufenden Zone anordnen. Die Färbung der Turmaline ist zonar verschieden: zentral intensiv kobaltblau, gegen aussen perlgrau (E) und dunkel schmutzig grün (O). Der makroskopisch beobachtete, blaue Hof um Turmalinkriställchen konnte u. d. M. nicht festgestellt werden. Der spärliche *Magnetit* begleitet die Turmalinnester dieser quarzreichen Lage.

In mehreren unregelmässigen Körnern und Körneranhäufungen findet sich bisweilen, meist mit Biotit verwachsen, ein farbloser *Granat*, der stets von einer Unmenge unbestimmbarer Mikrolithen durchspickt ist. Es bleibt schliesslich noch *Apatit* und *Zoisit* zu erwähnen; beide schliessen sich nach ihrem Auftreten und ihren Eigenschaften an die p. 166 geschilderten Vorkommen an.

Die 3 besprochenen Typen des Granitgneises: den *Biotitgranitgneis*, den *Hornblendegranitgneis* und den *Zweiglimmergranitgneis* betrachte ich als Differentiationen desselben Intrusivkörpers: sie stehen durch mannigfache Übergänge miteinander in enger Verbindung.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt für alle Typen eine *sekundäre Umkristallisation des Granites* zu Gneis. Diese äussert sich vornehmlich in den kristalloblastischen Strukturen:

die primäre granitische Ausscheidungsfolge, wie sie auch piezokristallinen Gesteinen zukommt, ist nicht mehr festzustellen. Die *kristalloblastische Reihe* lautet für die Hauptgemengteile: Biotit, Muskowit, Hornblende, Plagioklas, Quarz, Mikroklin, wobei die xenoblastische Entwicklung des Mikroklins gegenüber sämtlichen Komponenten besonders ausgeprägt und auffällig ist. Typisch ist ferner das Auftreten inverser Zonenstruktur beim Plagioklas.

Der Mineralbestand unterscheidet sich kaum vom primären Mineralbestand des Granites. Den Grund dieser Erscheinung erblicke ich in der *katogenen* Natur unserer Gneise, auf die wir noch mehrfach zu sprechen kommen werden: die physikalischen Entstehungsbedingungen kristalliner Schiefer konvergieren gegen die Tiefe zu mit den physikalischen Bedingungen der Granitbildung selbst. Bezeichnend ist das Auftreten des reinkristalloblastischen Kalifeldspates, eines Minerales, das Grubenmann als typomorph für die Katazone bezeichnet (s. Fussn. 1, p. 162, Lit. cit., p. 79, 80). Diejenigen Mineralien, die für eine geringe Tiefenstufe sprechen, wie Chlorit, Serizit, Titanit, Zoisit u. a. sind in unserem Gneis sämtlich sekundärer Natur (vgl. p. 194).

Die 3 beschriebenen Differenziationen lassen folgende Unterschiede erkennen: der *Hornblendegranitgneis* unterscheidet sich vom *Biotitgranitgneis* einerseits durch die Führung einer gemeinen grünen Hornblende, andererseits meist durch etwas geringere Basizität des Plagioklases und durch Zurücktreten des Mikroklins. Der *Zweiglimmergranitgneis* von Mugena-Arosio ist den andern Gneisen gegenüber durch das Auftreten von Muskowit, das Vorherrschen von Quarz und Mikroklin gegen Plagioklas und Glimmer und durch die niedrigere Basizität des Plagioklases gekennzeichnet. Ich betrachte diesen Gneistypus als Randfazies, die durch aplitische Nachschübe kurz vor der Erstarrung eine schlierige oder lagige Textur erhalten hat; dafür spricht auch das Auftreten von Turmalin in quarzreichen Zwischenlagen (vgl. p. 180).

4. Der Ganggranit von Novaggio.

Am Südosthang des Alned tritt zwischen der Strasse Novaggio-Miglieglia, direkt westlich Molino, und dem Weg nach Pazzo, 700 m westlich Novaggio, in den von quartären Schuttmassen stark verdeckten Mischgneisen an mehreren Stellen ein granitisches Gestein zu Tage, das einer *Gangapophyse des Granites angehört* (vgl. p. 148).

1. An der Strasse nördlich Novaggio ist ein Ganggranit in einer durch einen kleinen Rutsch geschaffenen Nische des Strasseneinschnittes etwa 1 m mächtig erschlossen. Der Granitgang durchsetzt glimmerschiefrige Mischgneise und besitzt einen typischen Hornfelskontakt. Das Ganggestein erweist sich hier als vollständig richtungslos texturierter, feinkörniger Granit. Schon makroskopisch lässt er eine undeutlich porphyrische Struktur erkennen: In einem grundmassenartigen Gefüge von Quarz, Feldspat und etwa 1 mm haltenden, oft idiomorphen Biotitkriställchen liegen einsprenglingsartig etwa 0,5 cm grosse Feldspatindividuen.

2. Am Südhang des Alned, 100 m westlich von dem gegen Südwesten eingeschnittenen Bachanriss, auf Höhe 790 m taucht in einigen Felsköpfen dasselbe Gestein wieder auf. Die Gangmächtigkeit lässt sich nicht feststellen, ist aber grösser als an der Strasse nördlich Novaggio. Der Granit zeigt hier allerdings undeutliche und sehr grobe Paralleltextur; er ist bedeutend grobkörniger als der erwähnte Typus. Die etwas porphyrische Struktur fällt makroskopisch nicht mehr auf. Der Biotit tritt zu groben, undeutlich parallel gelagerten Nestern zusammen; seltener lassen sich auch noch hier sechsseitige, quer zur Schieferungsebene gestellte Biotitkriställchen erkennen.

3. Kaum 100 m weiter westwärts, auf Höhe 780 m wurde der Granit wieder beobachtet (vgl. Taf. IX, Fig. 3). Hier ist er wieder durchaus richtungslos texturiert, ebenfalls grobkörniger als Typus 1 und ohne auffällige porphyrische Struktur. Die wohlindividualisierten, sechsseitigen Biotitkristalle erreichen bisweilen einen Durchmesser von ½ cm.

4. 700 m westlich Novaggio ist sowohl in dem nach Pazzo führenden Weg als auch in dem etwas höher gelegenen Fussweg wieder Granit etwa 10 m mächtig aufgeschlossen. Hier zeigt er eine ausgesprochenere Paralleltextur als Vorkommen 2, indem die grösseren, unregelmässigen, undeutlich parallel orientierten Biotitnester sich bisweilen zu ausgedehnteren Flasern zusammenschliessen; Quarz und Feldspat bilden mehr linsenlagenartige Komplexe.

Von diesen vier Vorkommen repräsentieren *1 und 3 massige Typen, 2 zeigt Andeutungen einer Paralleltextur* und *4 ist deutlich paralleltexturiert.*

Der Mineralbestand setzt sich aus den Hauptgemengteilen: *Quarz, Kalifeldspat, Oligoklas-Andesin* und *Biotit* zusammen; dazu gesellen sich akzessorisch wenig *Muskowit, Granat, Turmalin, Orthit* und *Zoisit,* ausserdem *Rutil, Apatit, Zirkon*

und *Magnetit* und eine Reihe von sekundären Umwandlungsprodukten. Plagioklas und Kalifeldspat sind ungefähr im gleichen Mengenverhältnis vorhanden; Quarz herrscht etwas vor; Muskowit tritt ganz zurück.

Die Struktur zeigt entsprechend den texturellen Schwankungen Verschiedenheiten. Vorkommen 1 und 3 besitzen eine *hypidiomorph-körnige* und *schwach porphyrische*, also *granitische Struktur:* Stark umgewandelte Feldspäte und zerfranste Biotite lassen deutlich kristallographische Umrisse erkennen und liegen einsprenglingsartig in einem grob—feinkörnigen, allotriomorphen Gefüge von Quarz, Feldspat und Biotitschüppchen (vgl. Taf. IX, Fig. 3). Kataklase macht sich kaum bemerkbar. Vorkommen 2 und 4 zeigen dagegen entsprechend der etwas gneisigen Textur verworrene Strukturverhältnisse und intensivere Kataklase. Grössere, hypidiomorphe Feldspäte und linsige, grobkörnige und undulösauslöschende Quarzaggregate liegen in einem feinkörnigen und mörteligen Quarz-Feldspatgemenge, in welches kleine Glimmerschüppchen eingestreut sind. Diese grundgewebeartige Masse ist ausgezeichnet durch myrmekitische, poikilitische und granophyrische Quarzfeldspatbildungen. Sie wird von undeutlich parallel geordneten Zügen von oft zerknitterten und undulös auslöschenden Biotitschuppen durchzogen und gegen die Quarz-Feldspatlinsen scharf abgegrenzt. Die Glimmerschuppen sind bisweilen siebartig von Quarz durchwachsen, erscheinen zerfressen und sind hin und wieder in eine Menge kleiner Schüppchen aufgelöst. Die Struktur ist als *blastoporphyrische Palimpsest-Struktur* zu bezeichnen; dabei entsprechen die Quarz-Feldspataugen den Einsprenglingen des primär grob-porphyrartigen Granites. Die kataklastischen Zertrümmerungs- und Zerreibungsprodukte sind nur selten einer späteren Rekristallisation restlos anheimgefallen.

Die Unterscheidung unveränderter (Vork. 1 und 3) und metamorpher (Vork. 2 und 4) Typen nach Textur und Struktur gelangt im Mineralbestand kaum zum Ausdruck.

Der *Quarz* führt reichlich mikrolithische Interpositionen, vor allem Flüssigkeitseinschlüsse (vgl. p. 167). Daneben finden sich oft massenhaft auffällige, haarfeine Rutilnädelchen. Ferner wurden als Einschlüsse Apatitkriställchen, Biotitschüppchen und bisweilen Plagioklaskörnchen, die oft zu mehreren gleichzeitig auslöschen, also mit Quarz poikilitisch verwachsen sind, beobachtet.

Der *Plagioklas* ist in sehr schmalen und eng gehäuften Zwillingslamellen nach dem Albit- und Periklingesetz verwachsen,

seltener gelangen kombinierte Albit-Karlsbaderzwillinge zur Beobachtung. Die Bestimmung ergibt im Mittel einen *Oligoklas* mit 30% An.; dabei schwankt der Wert in ziemlich weiten Grenzen: der wenig mächtige, feinkörnige Typus an der Strasse nördlich Novaggio besitzt einen *Oligoklas-Albit* mit nur 14% An., an der Perosa steigt der An.-Gehalt auf etwa 30% und in dem südwestlichsten Vorkommen auf 40%, entsprechend einem *Andesin*. Das letzte Vorkommen zeigt auch der höheren Basizität gemäss intensivste Umwandlung des Feldspates. Bisweilen ist der Plagioklas in derselben Weise, wie das p. 170 beschrieben wurde, antiperthitisch von Kalifeldspat durchwachsen. Die Umwandlung des Plagioklases besteht in einer intensiven *Serizitisierung* (vgl. Taf. XI, Fig. 3): die Schuppen des farblosen Glimmers sind bald regellos eingestreut, bald parallel den Spaltrissen und Zwillingslamellen angeordnet, seltener stellen sie sich auch diagonal zu P. und M., so dass ein auffallend regelmässiges, achtstrahliges, gitterartiges System eingeschlossener Glimmerschüppchen entsteht. Zuweilen gelangt in der Anordnung eine Zonar-Struktur des Plagioklases zum Ausdruck: die Serizitschüppchen sind zentral gehäuft oder bilden im äusseren Drittel einen Kranz; die äusserste Randzone ist meist frei von Umwandlungsprodukten. Bei intensiver Umwandlung ist das ganze Plagioklaskorn pseudomorphosenartig von einem Gewirr grösserer und kleinerer Serizitblättchen erfüllt, die in einer spärlichen Zwischenmasse von Quarz und Albit liegen. Die serizitische, pseudomorphosenartige Verdrängung des Plagioklases darf nicht als Oberflächen-Verwitterung betrachtet werden, sie ist auch im frischen Gestein zu beobachten und ist in ihrem Auftreten der Chloritisierung des Biotites vergleichbar (vgl. p. 186).

In charakteristischer Weise tritt der klare, einschlussarme *Kalifeldspat* in den dynamisch stark beanspruchten Vorkommen 2 und 4 als feingegitterter *Mikroklin* auf. Der Kalifeldspat bildet ganz im Gegensatz zum netzartigen Vorkommen im kristalloblastischen Granitgneis grössere Körner. Selten bildet der Kalifeldspat mit saurem Plagioklas perthitische Verwachsungen. In ausgezeichneter Entwicklung und ausserordentlicher Fülle treffen wir dagegen an die Berührungslinien von Kalifeldspat und Plagioklas geknüpfte *myrmekitische Quarzplagioklasverwachsungen* (vgl. p. 164). Bisweilen umschliesst Kalifeldspat idiomorphe Plagioklase; dann folgt den Berührungslinien ein kontinuierlicher, breiter Myrmekitsaum. In schiefen Schnitten haben die Quarz-Fortsätze rundliche oder ovale Querschnitte; der Myrmekitsaum erinnert dann in seinem Aussehen an granophyrische Strukturen.

Die ursprünglich idiomorphen Formen des *Biotites* sind nicht nur bei Vorkommen 2 und 4, sondern auch bei Vorkommen 1 und 3 stark gestört: Der Biotit zeigt häufig skelettartigen Habitus, die Ränder sind aufgeblättert und besitzen lappig zerfressene und siebartig von Quarzeinschlüssen durchspickte Korrosionsformen (vgl. Taf. IX, Fig. 3). Grössere Individuen sind in lappige Fetzen aufgelöst, die nur durch ihre gleichzeitige Auslöschung noch ihre Zusammengehörigkeit verraten; die Zwischensubstanz ist stets Quarz. Ausserdem sind intensive, mechanische Störungen zu beobachten: Stauchungen, scharfe Knickungen und Verbiegungen verbunden mit undulöser Auslöschung treten auf, wobei einzelne Biotitleisten wirr ineinandergeschoben sein können. Obschon der Vergleich mit den stark kataklastischen und etwas gneisig entwickelten Vorkommen 2 und 4 es nahe legt, auch die Biotitformen der Typen 1 und 3 durch Kataklase und beginnende Umkristallisation zu erklären, müssen wir doch bei Beobachtung des Gesamtbildes im Dünnschliff annehmen, dass der Biotit seine Formen einem Hiatus in der Auskristallisation, verbunden mit Resorption und Protoklase, verdankt. Dieser Hiatus entspricht wohl dem Aufbrechen des Ganges. — Der Biotit besitzt dieselben optischen Eigenschaften wie im Biotitgranitgneis (vgl. p. 165) und führt in analoger Weise pleochroitische Höfe um zuweilen zonarstruierte *Zirkon*kriställchen. Pleochroitische dunkle Säume finden sich weiterhin in einzelnen Schliffen um Zersetzungsprodukte, die schon bei anderer Gelegenheit als epidotische und zoisitische *Umwandlungsprodukte von Orthit* gedeutet wurden (vgl. p. 166), und die hier deutlich zonaren Bau erkennen lassen: ein feinkörniger, farbloser, hoch licht- und doppelbrechender, epidotähnlicher Kern von unbestimmter Form ist umgeben von einer ebenfalls farblosen und hochlichtbrechenden aber fast isotropen, körneligen Zone; eine dritte, äusserste Hülle wird von einer honiggelben, ebenfalls hochlichtbrechenden und fast isotropen Rinde gebildet (vgl. p. 187). — Der Biotit zeigt in der schon beschriebenen Art meist weitgehende Umwandlung in Pennin (vgl. p. 165). In basalen Biotitschnitten lassen sich oft wohlentwickelte Sagenitgitter beobachten; als Entmischungsprodukte finden sie sich besonders reichlich in den chloritisierten und von Leukoxen begleiteten Randpartien. Daneben treten limmonitische Aggregate in randlichen Säumen und feinen dentritischen Infiltrationen auf.

In enger Verbindung mit Biotit findet sich da und dort, aber stets nur gänzlich untergeordnet etwas *Muskowit*. Im Vorkommen an der Strasse nördlich Novaggio tritt im serizitisch-

(saussuritisch) umgewandelten Plagioklas in kleinen Körnern ziemlich reichlich *Granat* auf. Er siedelt sich zuweilen auch an den Rändern des Biotites an. Ebenfalls in den stark umgewandelten Feldspäten treffen wir in kleinen Kristallgruppen einen *Turmalin* mit fleckigen, pleochroitischen Farben: O schmutzig bis bräunlichgrün > E blassbläulichgrün, seltener O himmelblau > E farblos-bläulich. Zuweilen umschliesst er kleine *Magnetit*körnchen. Fast stets kommt in grösseren, rundlichen, bisweilen länglich gestreckten Körnern ein farbloser, an Apatit erinnernder *Zoisit* vor, wie er schon p. 166 beschrieben wurde. Neben den reichlichen Akzessorien *Zirkon* und *Apatit* sind Erzkörnchen auffallend selten; äusserst spärlich finden sich *Magnetit*körnchen und nur in einem Falle wurde ein von Magnetit umrindetes *Pyrit*korn getroffen. —

An der Strasse nördlich Novaggio ist der *Kontakt* des *Granitganges* mit dem als Nebengestein auftretenden, phyllitischen Mischgneis erschlossen, und es lässt sich beobachten, dass dieser wenigstens stellenweise zu einem etwa 10 cm mächtigen *Biotithornfels* umgewandelt ist. Am Kontakt der Porphyrgänge ist dagegen höchstens eine wenige cm mächtige, mechanisch zerrüttete und kaustisch etwas veränderte Zone zu erkennen. Diese Tatsache weist neben der nur undeutlich porphyrischen Granitstruktur eindrücklich darauf hin, dass das Gestein in einer grösseren Tiefenstufe in das Nebengestein eingedrungen ist als die Porphyre und dort Zeit fand, selbst langsam mit granitischer Struktur zu erstarren und das Nebengestein kontaktlich zu beeinflussen, dass also zwischen dem Aufbruch des Granitganges und jenem der Porphyrite eine Periode der Abtragung liegen muss.

Der silber-blaugraue, feinkörnige, dichte oder etwas poröse *Biotithornfels* besitzt plattige Absonderung parallel der Kontaktfläche. Die Hauptgemengteile sind *Quarz, Biotit* und *Erzkörnchen* (Ilmenit); dazu gesellen sich wenig *Albit* und akzessorisch sehr spärlich *Zirkon, Apatit* und *Rutil*. Die mikroskopische Struktur ist eine typische *Hornfelsstruktur*. Die vielen, ungefähr gleich grossen, stark bestäubten Quarzkörner sind, obwohl gut individualisiert, meist durch rundliche oder unregelmässige Ausbuchtungen gegenseitig zu einer Pflasterstruktur verbunden. In das Quarzgefüge sind die gänzlich xenomorphen oder nach der Basis leistenförmigen Biotitschüppchen und die zahlreichen stengligen und schuppigen Aggregate opaker Substanzen eingestreut, die sich als Ilmenit und Graphit erweisen.

Der von Hornfels begleitete *Ganggranit von Novaggio* bildet *petrographisch ein Zwischenglied zwischen dem Biotitgranitgneis und seinen sauren, aplitisch-pegmatitischen Differenziationen.*

Die *Altersbeziehungen von Granitgneis und Ganggranit* werden etwas aufgeklärt durch die texturellen Verhältnisse: Die Textur des Ganggranites ist — wie wir gesehen haben — teilweise primär massig, teilweise sekundär schiefrig. Zudem durchsetzt der Granitgang diskordant die zu den Mischgneisen gehörenden, durch die Granitintrusion metamorphosierten Injektionsgneise und Migmatite. Die ganze granitische Intrusivmasse ist ihrerseits kristalloblastisch umgebildet. Der Granitgang ist also jünger als der Granitgneis und die ihn begleitenden Injektionen des Nebengesteins. Er selbst ist jedoch von einer letzten Phase der Gebirgsbildung noch ergriffen worden und ihr an Stellen starker Pressung erlegen, an solchen schwächerer Wirkung entgangen. Gar keine dynamometamorphe Einwirkung zeigen hingegen die ebenfalls im Grundgebirge aufsetzenden, benachbarten Olivindiabas- und Quarzporphyritgänge, die tatsächlich der nachvaristischen Porphyr-Eruptionsperiode angehören. Wir kommen zu dem Schlusse, dass der Granitgang älter ist als die Gangporphyre, hingegen jünger als die Granitgneise. Das *Alter des Granitganges fällt in die letzte Phase varistischer Bewegungen* in unserem Gebiet.

Der Ganggranit gehört petrographisch zur Ganggefolgschaft des Granitgneises und stellt einen der sauren Injektion und der Aplitbildung folgenden Nachschub dar. Deshalb erblicke ich im Alter des Granitganges zugleich einen deutlichen Hinweis auf das *carbonische, an die varistische Faltungsperiode geknüpfte Alter der Granitintrusion* überhaupt.

5. Die pegmatitische und aplitische Ganggefolgschaft des Granitgneises.

Während der Ganggranit die Mischgneise diskordant durchsetzt und geologisch durchaus seine Selbständigkeit wahrt, sind die *Aplite* und *Pegmatite* von der grossen Einheit der Mischgneise im allgemeinen nicht zu trennen. Sie bilden in ihnen meist konkordante Einlagerungen, die sich zu feinen Adern verdünnen und auflösen, und besitzen gleichfalls schiefrige Textur, sind also mit dem Nebengestein weiterer dynamometamorpher Entwicklung unterlegen. Selten durchbrechen Pegmatite auch diskordant die Schiefer.

α) Pegmatite.

Die Pegmatite bilden eine kontinuierliche Reihe von *quarzfeldspat-glimmerführenden Typen* zu *muskowitführenden Quarzpegmatiten* und zu *reinen Quarzgängen*. Die ersten Glieder sind ausserordentlich selten, die letzten jedoch überaus häufig; sie bilden in weitem Umkreis des Granitgneises die Injektionsadern der Mischgneise und können sich linsenartig bis zu 1 m Mächtigkeit erweitern und zu dünnen Lagen verdrücken, die der Gneisfältelung folgend sich in mikroskopischen Dimensionen verlieren. Klemm hat aus dem nördlichen Tessin ähnliche Quarzgänge und Quarzadern als pegmatitische Ganggefolgschaft des Tessinergneises beschrieben und auf die *Feldspatarmut* jener Pegmatite hingewiesen (Lit. 45, II, p. 11).

Von den *Quarzgängen der Erzformation* sind diese *pegmatitischen Quarzgänge* leicht zu unterscheiden: die pegmatitischen Quarzgänge erscheinen als in die kristallinen Schiefer aktiv eingepresste Eruptivkörper, die mit dem Nebengestein in engste Verbindung treten und meist mit ihm verschweisst sind; sie sind ausserdem in die metamorphe Textur einbezogen und bilden fast immer konkordante Einlagerungen. Die offenbar jüngeren Quarzgänge der Erzformation sind dagegen in ihrem Auftreten unabhängig vom Nebengestein; sie sind an tektonische Linien, an Verwerfungen und Ruschelzonen geknüpft, setzen meist scharf gegen das Nebengestein ab und haben ausserdem kein metamorphes Gepräge.

Ich erwähne einige Vorkommen, die gegenüber dem überall zu treffenden quarzpegmatitischen Injektionstypus einige Besonderheiten zeigen:

1. An der Cima Bedeglia, nördlich der Kirche von Curio, auf Höhe 640 m findet sich im Granitgneis ein grösserer Pegmatit-Komplex. Soweit die mangelhaften Aufschlüsse erkennen lassen, handelt es sich nicht um einen Gang, sondern um mehrere muskowitführende Pegmatitischlieren im Granitgneis (Stockscheider).

2. Im Bach südlich Punkt 603 des Monte Pellegrino, nordöstlich Novaggio, durchbricht ein etwa 20 cm mächtiger, echter Pegmatit mit Muskowit und stark zersetztem Feldspat den Granitgneis.

3. Unterhalb des Castello nordwestlich Aranno, am linken Ufer der Magliasina (Höhe 560 m), wird der Hornblendegneis von mehreren pegmatitischen Quarzgängen konkordant durchsetzt. Der Kontakt eines solchen zeigt ausgezeichnete

Resorptionserscheinungen. Randlich wurde die Hornblende resorbiert und dann in mehrere Zentimeter grossen Kristallen wieder ausgeschieden, so dass der Quarzgang durch eine etwa 3 cm breite Randzone mit dem Hornblendegneis verschweisst ist, die durch grosse in Quarz eingebettete, pegmatitische Hornblendekristalle ausgezeichnet ist. Die Resorption und Rekristallisation hatten also zu einer ausserordentlichen Vergrösserung der Hornblendeindividuen geführt, was für die eruptive Natur des Quarzganges als indizierend betrachtet werden darf. Baumgärtel hat analoge Verhältnisse aus den Vogtländisch-Westerzgebirgischen Granitmassiven eingehend beschrieben: er hat dort im Kontakt eruptiver Quarzgänge in Fruchtschiefern eine wesentliche Vergrösserung der Cordieritknoten beobachtet[1]).

4. Bei der obersten Wegschlaufe südöstlich Arosio, auf Höhe 720 m, sind phyllitische Gneise von Quarzschnüren injiziert und durchadert. Bisweilen erreichen diese eine Mächtigkeit bis zu 2 dm und sind dann oft als Quarzmuskowitpegmatite entwickelt. Die konkordanten Lagen besitzen eine ausgeprägte, grobschiefrige Textur und erwecken den Eindruck starker Pressung.

β) Aplite.

Die *Aplite* unterscheiden sich von den Pegmatiten nicht nur durch das feinere Korn, sondern vor allem durch ihre *nähere Verwandtschaft mit dem Granitgneis*: sie entwickeln sich nie zu den reinen Quarzgängen wie die Pegmatite, sind dagegen petrographisch enge mit dem Muttergestein verbunden und stellen somit ein Zwischenglied zwischen dem Granitgneis und den quarzigen Pegmatiten dar. Ich erwähne einige typische Vorkommen:

1. *Mugena.* — Wir haben bereits bei der Besprechung des muskowitführenden Granitgneises von Mugena darauf hingewiesen, dass dieser zuweilen etwas aplitisch entwickelt ist. Auf der Südseite des Nebenbaches beim Buchstaben P von „Piem", südlich Mugena, auf Höhe 750 m, steht ein roter Aplit an, der sich sowohl nach den makroskopischen als auch nach den mikroskopischen Verhältnissen enge an den p. 169 beschriebenen, roten Zweiglimmergranitgneis anschliesst. Es sei deshalb auf jene Beschreibung verwiesen.

Das gneisig-kristallisationsschiefrige Gestein besteht aus einem fleischroten, feinkörnigen, granoblastischen Gemenge von vorherrschendem *Mikroklin*, ausgezeichnet durch eine äusserst

[1]) B. Baumgärtel, s. Fussnote 1, p. 163: Lit. cit., p. 228. — B. Baumgärtel: Über Kontaktmetamorphose an Quarzgängen. 4. Jahresber. der Niedersächs. geol. Ver. zu Hannover, 1911, p. 153.

feine, schattenhafte Gitterung, von stark zurücktretendem *Quarz* und von vereinzelten, trüben *Plagioklas*körnern (Albit mit 10% An.). Als Träger der plattigen Schiefrigkeit figurieren die in einzelnen Zügen angereicherten, streng parallel gelagerten *Muskowit*schüppchen. In lagenartigen Nestern tritt reichlich *Turmalin* auf, wobei kurzprismatische, schwarze Turmalinsäulchen bis 1 cm gross werden. Akzessorisch finden sich ferner *Apatit*kriställchen und zuweilen nestartig gehäufte Körnchen von *Eisenglanz*.

2. *Val Pirocca und Valetta.* — Ein etwas abweichender Aplit liegt in den aplitischen Zwischenlagen der hornblendeführenden Gneise des Val Pirocca und der Valetta vor. Im Bachanriss der Valetta lässt sich besonders schön beobachten, dass hier nicht nur quarzige Pegmatite sondern auch Aplite in reine Injektionsadern übergehen und sich in ihnen verlieren. Auch hier ist die Textur der Aplite stets in die Kristallisationsschieferung des Nebengesteins einbezogen.

Ein Aplit aus dem Val Pirocca zeigt u. d. M. folgende Verhältnisse:

Das reinweisse Gestein besitzt granoblastische Struktur. Der reichliche *Quarz* tritt in kleinkörnigen, kataklastischen, rekristallisierten und verzahnten Körneraggregaten auf. Ausserdem bildet er häufig kleine Einschlüsse im Feldspat. Der ebenso reichliche, wasserklare *Mikroklin* stellt eine gänzlich allotriomorphe, zementierende Füllmasse zwischen den Quarzkörnern und den etwas spärlichen, isometrischen Plagioklaskörnern dar. Die Mikroklinstruktur lässt alle Übergänge von deutlicher Gitterung bis zu äusserst feinen, schattenhaften Typen erkennen. Bisweilen ist er von Albit perthitisch durchwachsen. Der nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwillingte *Plagioklas* (Oligoklas-Albit mit 20% An.) tritt gegenüber Mikroklin stark zurück. Neben antiperthitischen Verwachsungen mit Kalifeldspat treten auch myrmekitische Plagioklas-Quarzverwachsungen auf.

Akzessorisch finden sich parallel der Schieferung in einzelnen Lagen angereicherte *Biotit*-Schüppchen. Ausserdem wurden *Apatit*-, *Rutil*- und *Zirkon*-Kriställchen und äusserst spärliche Fetzchen von *Magnetit* beobachtet.

3. *Nördlich Banco.* — Am Weg von Novaggio gegen Pazzo sind nördlich Banco Aplite erschlossen. Sie bilden einige Dezimeter bis mehrere Meter mächtige, konkordante Zwischenlagen in grobblättrigen, biotitreichen, phyllitischen Gneisen.

Der hellgraue bis blassrötliche, feinkörnige Aplit nordnordwestlich von Banco (Bombosco Rood) besitzt eine gneisige bis

schiefrige Textur, deren Träger vor allem der ziemlich häufige Muskowit und der spärliche Biotit sind. Die Struktur ist auch hier granoblastisch.

Die vorherrschenden Gemengteile *Quarz* und *Mikroklin* bilden ein kleinkörniges Gewebe, in dem der Mikroklin als netzartige, allotriomorphe Füllmasse und der Quarz in rundlichen Körnern oder seltener in etwas linsig in der Schieferungsebene angeordneten Körneraggregaten auftritt. Seltener erscheint der Mikroklin auch in grösseren porphyroblastischen Körnern, die meist mikroperthitisch von Albitspindeln durchwachsen sind; auch von Quarz myrmekitisch durchwachsene Albitkörner kommen in diesen grösseren Mikroklinkörnern einschlussartig vor. Der *Plagioklas* (Oligoklas-Albit mit 13% An.) findet sich in wenigen, regellos eingestreuten Körnern. Der spärliche *Biotit* ist auch hier meist in Pennin umgewandelt. Der reichlichere *Muskowit* bildet oft grössere, zuweilen kataklastisch verbogene Schüppchen. Spärliche Akzessorien sind *Granat, Apatit, Zirkon* und *Magnetit.*

Die *Abhängigkeit der Aplite vom Granitgneis* darf als sicheres Resultat der petrographischen Untersuchung betrachtet werden, umsomehr als der erstbeschriebene Aplit sogar die rote Färbung des Granitgneises von Mugena beibehalten hat, die sonst nirgends beobachtet wurde.

b. Die Mischgneise.

Alle kristallinen Schiefer, deren Zugehörigkeit zum Granitgneis oder zu seiner unmittelbaren Ganggefolgschaft nicht erwiesen ist, habe ich als *Mischgneise* bezeichnet, die ich als geologische und petrographische Einheit dem Granitgneis gegenüberstelle.

Sie bilden einen unlösbaren Komplex texturell und strukturell höchst wechselvoller Gneistypen, deren mineralogische Zusammensetzung jedoch eine grosse Eintönigkeit aufweist. Oft entsprechen sich texturell sehr verschieden aussehende Gesteinstypen in ihrer Zusammensetzung vollkommen, und der Unterschied beschränkt sich auf das Hervor- oder Zurücktreten einer Mineralart. Einzig die allerdings räumlich sehr zurücktretenden Vorkommen von Sillimanitgesteinen und Amphiboliten bilden auffallende Gesteinsgruppen in der uniformen Masse der Mischgneise.

1. Sillimanitfreie Mischgneise.

Die sillimanitfreien Gneise bilden die grosse Hauptmasse der Mischgneise. Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung habe ich zwischen *kalifeldspatfreien* und *kalifeldspatführenden*

Gneisen unterschieden; beide Gruppen sind jedoch durch Übergänge miteinander verbunden und keine gewinnt durch diesen Unterschied geologische oder petrographische Selbständigkeit. Eine Scheidung nach Textur und Struktur in *hornfelsartige, feinkörnige Typen* und in *grobe, mehr phyllitische Lagengneise* lässt sich weniger scharf durchführen als bei den später zu besprechenden Sillimanitgesteinen.

Im allgemeinen herrschen grobe, lagig texturierte, oft *phyllitische, glimmerreiche Gneise* vor. Meist erweisen sie sich nicht nur u. d. M., sondern namentlich im Felde als Injektionsgneise; in den Aufschlüssen im Bach südwestlich Breno lässt sich z. B. ausgezeichnet eine weitgehende, quarzige Durchaderung der Phyllite beobachten. Diese glimmerreichen Gneise zeigen fast stets intensive, tiefgründige Verwitterungserscheinungen, wobei sie vollständig zerblättern, so dass es oft unmöglich wird, zur mikroskopischen Untersuchung brauchbare Proben zu erhalten.

In diese Gneise sind häufig und oft in unruhiger Wechsellagerung *gneisquarzitische oder hornfelsartige Linsen und Lagen* eingeschaltet, die sich besonders in der Kontaktnähe des Granitgneises häufen. Diese Gesteinstypen zeigen einerseits texturelle und strukturelle Ähnlichkeit mit den Sillimanithornfelsen, andererseits lassen es gewisse Typen doch fraglich scheinen, ob wir sie als echte Hornfelse oder als sehr feinkörnige Paragneise zu betrachten haben. Übergänge bestehen offenbar auch hier, und die Verbindung ist um so unlösbarer, als die Hornfelsstruktur und die kristalloblastische Struktur durch denselben Mangel einer primären Ausscheidungsfolge gekennzeichnet sind und daher grosse Ähnlichkeiten besitzen[1]).

a) Kalifeldspatfreie Gneise.

Die hier zu besprechenden Gesteine stellen eine kontinuierliche Folge dar: *Biotitreiche, hornfelsartige* Glieder dieser Reihe sind durch ihre dunkle, schwärzlichgraue Färbung und das feine Korn ausgezeichnet. Hellere Typen, bei denen die Hornfelscharaktere zurücktreten, leiten über zu *Gneisquarziten* und den nach ihrer Verbreitung vorherrschenden, *grobblättrigen Plagioklasgneisen.* Die der mikroskopischen Beschreibung zugrunde liegenden Typen gehören folgenden Vorkommen an:

[1]) Vgl. O. H. Erdmannsdörffer: Über Hornfelsstruktur und kristalloblastische Reihe. Centralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1900, No. 16, p. 501. — E. Weinschenk: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Abhandl. d. k. bayr. Ak. d. Wiss. II. Kl., XXII. Bd., 3. Abteil., p. 767, 1906.

1. Im Bachanriss 300 m östlich Mugena, auf Höhe 810 m, steht ein biotitreiches, dunkles, feinkörniges, hornfelsartiges, von zahlreichen, schwarzglänzenden, kleinen Rutschharnischen durchsetztes Gestein an.

2. 200 m westlich Punkt 901, südlich Arosio, findet sich ein etwas helleres, ebenfalls hornfelsartiges Gestein, das eine undeutliche Lagentextur besitzt. Einzelne Lagen sind hell und fast zuckerkörnig; dunklere, weniger mächtige Zwischenlagen führen dagegen Hornblende.

3. Das Gestein des Vorkommens 2 bildet eine Einlagerung in einem biotitreichen, feinschiefrigen bis grobblättrigen Plagioklasgneis, der in einem kleinen, alten Steinbruch nordwestlich Punkt 901, südlich Arosio gut aufgeschlossen ist und der südlich und südwestlich Arosio den verbreitetsten Gneistypus darstellt. Auch hier kommt eine Art Lagentextur zum Ausdruck, die durch Injektion bedingt ist. Aplitische und pegmatitische (quarzige) Durchaderung wurde aus der Umgebung von Arosio bereits erwähnt (vgl. p. 180).

4. Im Bach nordwestlich Bavoggio, auf Höhe 650 m, nördlich Novaggio wurde ein biotitreiches, feinkörniges Gestein getroffen, das typisch gneisige Textur aufweist.

5. Dasselbe Gestein mit noch ausgeprägterer Schiefrigkeit wurde in einem kleinen Bachanriss der Coste dei Fonti, südwestlich vom Wegknie südlich Miglieglia beobachtet.

6. Im Bachanriss westlich Breno treten sich hier anschliessende Gesteine auf, die bereits Übergangsglieder zu Gneisquarziten darstellen.

7. Auf Höhe 780 m desselben Bachanrisses werden solche Gneisquarzite in einzelnen Lagen granatführend. Das feinkörnige, splitterige Gestein besitzt eine plattige bis schiefrige Lagentextur.

Während die Textur dieser Gesteine grossen Schwankungen unterworfen ist, erweist sich der Mineralbestand als ausserordentlich gleichförmig: *Quarz, saurer Plagioklas* und *Biotit* bilden die Hauptgemengteile; bei den hornfelsartigen Gesteinen ist meist der Plagioklas vorherrschend, bei den andern Vorkommen der Quarz, was z. T. durch die quarzige Injektion bedingt ist. Zu den Hauptgemengteilen treten als meist spärliche Akzessorien: *Muskowit, Granat, Turmalin, Zoisit, Orthit, Zirkon, Apatit, Titanit, Pyrit, Magnetit* und *Eisenglanz.*

Die Struktur ist dagegen wieder ausserordentlich mannigfaltig und zeigt alle Übergänge von richtungslosen Hornfelsstrukturen zu rein kristalloblastischen Typen. Bei den hornfels-

artigen Vorkommen liegen die oft etwas lappigen Glimmerschüppchen gleichmässig verteilt in einem granoblastischen Quarzplagioklasgefüge, das durch siebartige Verwachsungen ausgezeichnet ist; bei den phyllitischen Typen schliessen sich die basal wohl begrenzten Glimmerblättchen als Träger der Schieferung oft zu anhaltenden Lagen und Zügen zusammen, wie das meist bei Injektionsgesteinen der Fall ist. Tatsächlich werden sie von reinen Quarzlagen begleitet, die ich als Injektionsadern deute. Kataklasstrukturen gelangen in gewohnter Weise meist nur untergeordnet zur Ausbildung (vgl. p. 162); daneben macht sich jedoch auch hier in lappiger, tiefgreifender Verzahnung des Quarzes und zuweilen der Plagioklaskörner die vorwiegend kristalloblastische Entwicklung geltend.

Die einzelnen Mineralien lassen folgende Verhältnisse erkennen:

Der *Quarz* ist meist reichlich von mikrolithischen Interpositionen durchschwärmt. Neben vereinzelten Apatitkriställchen und Rutilnädelchen finden sich zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse. In den quarzigen Injektionsadern der Vorkommen 6 und 7 häufen sich die quer zur Schieferung laufenden Bahnen solcher Einschlüsse derart, dass zuweilen eine eigentliche Streifung zustandekommt (vgl. p. 170). Im Injektionsquarz sind bisweilen lappige, korrodierte Biotitschüppchen und Granatfetzchen eingeschlossen, die dem injizierten Gestein entstammen.

Der *Plagioklas* ist ein *Oligoklasalbit*, dessen An.-Gehalt nach den einzelnen Vorkommen von 10 bis 20% schwankt. Häufig ist er unverzwillingt und albitische und periklinische Lamellierung ist selten, oft auch herrschen verzwillingte Individuen vor, sehr selten sind kombinierte Zwillinge nach dem Albit- und Karlsbadergesetz zu beobachten. Bei Vorkommen 5 wurde eine undeutliche und fleckige, inverse zonare Struktur mit sehr geringer Zunahme der Basizität gegen den Rand konstatiert. Oft macht sich beginnende Serizitisierung des Plagioklases geltend.

Der *Biotit* ist auch hier annähernd optisch einachsig und besitzt dunkelbraune und hellgelbbraune pleochroitische Farben, selten mit einem Stich ins Olivbraune. Um Körnchen und Kriställchen von *Zirkon* entwickeln sich dunkle pleochroitische Höfe. Bisweilen finden sich auch als Erreger pleochroitischer Höfe die schon mehrfach erwähnten, unregelmässigen, körneligen Aggregate orthitischer Umwandlungsprodukte (vgl. p. 165 und 176). Bei Vorkommen 2 wurden ziemlich zahlreiche, kleine, deutlich polygonale oder kurz prismatische *Orthit*-Kriställchen beobachtet, deren grösstes in seinem längsten Durchmesser 0,25 mm misst.

Der Orthit ist allerdings auch hier nicht mehr frisch, sondern meist in ein schmutzig und fleckig braungrün gefärbtes, zonarstruiertes Aggregat von Epidotsubstanz umgewandelt: ein dunklerer Kern mit deutlichem Pleochroismus (c′ braungrün > a′ gelbgrün) wird umgeben von einem körneligen Saum eines gelblichen Minerals, das keinen Pleochroismus zeigt und dessen einheitliche Auslöschung von derjenigen des Kernminerals verschieden ist. Die abnorm niedrigen, blaugrauen Interferenzfarben lassen Klinozoisit vermuten. Dort, wo Orthit oder dessen Klinozoisithülle an Biotit oder dessen chloritisches Umwandlungsprodukt stösst, treten intensive pleochroitische Säume auf. Öfters ist der Biotit in Pennin mit bläulichgrünen und hellgelbbraunen pleochroitischen Farben umgewandelt. Die *Interferenzfarben sind meist dunkelviolett und der Charakter der Hauptzone positiv*; bei Vorkommen 5 und 6 wurden auch vereinzelte Lamellen mit *schmutzig braungrünen Interferenzfarben und negativem Charakter* festgestellt (vgl. p. 210). Der Pennin ist zuweilen von Rutilkriställchen, und diese von Leukoxen begleitet; oft bilden sie sagenitische Verwachsungen.

Unabhängig von der Chloritisierung geht der Umwandlungsvorgang der *Baueritisierung* (Rinne)[1]). Während die Chloritisierung auch im sonst unzersetzten Gesteinsinnern beobachtet wurde, ist die Ausbleichung ein Vorgang reiner Oberflächenverwitterung (vgl. p. 175). Der Biotit bleicht dabei ohne chloritisches Zwischenstadium aus und wird zu einem muskowitähnlichen Glimmer (Bauerit). In den Aufschlüssen erscheint daher ein ausserordentlich „muskowitreicher" Schiefer, während das frische Gestein reichlich Biotit und kaum „Muskowit" führt. Diese Erscheinung gilt für das ganze untersuchte Gebiet.

Eigentlicher *Muskowit* kommt als gänzlich untergeordneter Begleiter des Biotites im Dünnschliff selten zur Beobachtung: so bildet er im Vorkommen 5 wenige, gegen den Biotit scharf absetzende, schmale Leisten, die in langen Zügen dem dunklen Glimmer folgen. Von Interesse ist eine hier beobachtete *pleochroitische* Erscheinung: In einer von Biotit beidseitig umschlossenen schmalen Muskowitleiste schwimmt, ohne den Biotit zu berühren, ein längliches Zirkonkorn. Im Muskowit ist um das Zirkonkorn keine Veränderung zu beobachten, während in

[1]) F. Rinne: Baueritisierung, ein Abbau dunkler Glimmer. Ber. a. d. Verh. d. Ges. d. Wiss. zu Leipzig, math.-phys. Kl., Bd. LXIII, 1911. — E. Zschimmer: Die Verwitterungsprodukte des Magnesiaglimmers. Diss. Jena 1898. — O. Dreibrodt: Beitrag zur Kenntnis des diopsidführenden Brockengranitits und zur Baueritisierung. Diss. Leipzig 1912.

dem angrenzenden Biotit die beiden halbkreisförmigen Ausschnitte des pleochroitischen Hofes auftreten. Der Muskowit schwächt also die Wirkung des Zirkons auf Biotit in keiner Weise.

Der *Granat* tritt ebenfalls nur sporadisch auf. Beim Vorkommen 5 bildet er zahlreiche, kleine, unregelmässige, farblose und rissige Körner und Splitter, aus denen zuweilen durch Sammelkristallisation grössere Körner hervorzugehen scheinen. Im Gneisquarzit westlich Breno (Vork. 7) tritt der Granat — wohl Almandin — schon makroskopisch, in Form porphyroblastischer, bis ½ cm grosser Augen hervor, die im Schliff als blass-bräunlichrote, gut begrenzte Kristalle oder als stark zerfressene, unregelmässige, körnelige Fetzen erscheinen, die kataklastisch zuweilen stark zertrümmert sind. Oft ist er intensiv von Biotit oder Chlorit um- und durchwachsen. Öfters umschliesst er Quarzkörner, seltener kleinere Plagioklaskörner, dagegen ziemlich reichlich unregelmässige Fetzchen von *Eisenglanz*. Dieser tritt in unregelmässigen Splittern, Schuppen und Körnern im ganzen Schliff reichlich auf; nur die quarzitischen Injektionsadern sind gänzlich frei davon. Vereinzelte *Turmalin*-Säulchen mit schmutzig-braungrünen (O) und hell violetten (E) pleochroitischen Farben finden sich gleichfalls im Granat (Vork. 5) eingeschlossen. Auch in ihnen kommen einschlussartig Eisenglanzschüppchen vor. — Kleine Turmalinsäulchen treten ziemlich häufig in Vorkommen 1 auf. Hier ergibt sich der Pleochroismus: O schmutzig bis fleckig braungrün > E farblos.

An Akzessorien bleibt noch *Zoisit* zu erwähnen, dessen rundliche Körner oder kantengerundete Säulchen auch hier nach ihrer Lichtbrechung und den Interferenzfarben leicht mit Apatit verwechselt werden können. *Apatit* tritt jedoch fast immer nur in sehr spärlichen, kleinen und wohlentwickelten Kriställchen auf (vgl. p. 177). *Titanit* bildet hie und da kleine, meist von dicker Leukoxenrinde überkrustete Fetzen. Bei Vorkommen 3 wurden auch einige braungelbe, ovale *Rutil*-Körner beobachtet. An Erzen finden sich neben dem schon erwähnten, im granatführenden Gneisquarzit reichlich vorhandenen *Eisenglanz* fast stets, wenn auch spärlich, kleine *Magnetit*fetzchen. Vereinzelt treten auch *Pyrit*körnchen auf, meist mit unregelmässigen, lappigen oder zackigen Umrissen, selten mit Andeutungen von Kristallformen. Bei Vorkommen 5 reichert er sich in einzelnen Zügen parallel der Schieferung etwas an und begleitet meist den Biotit.

β) Kalifeldspatführende Gneise.

Diese Gruppe besitzt der vorigen gegenüber keine Selbständigkeit und schliesst sich nach den texturellen und strukturellen Verhältnissen aufs engste an diese an; im Mineralbestand besteht die Hauptdifferenz darin, dass hier *Kalifeldspat* auftritt und allmählich neben Plagioklas zum wesentlichen Gemengteil wird. Auch der Muskowit kommt etwas reichlicher vor. Eine makroskopische Unterscheidung der beiden Gruppen ist demnach kaum möglich. Ausgeprägter als bei der letzten Gruppe lässt sich hier eine weitere Gliederung in *hornfelsartige* und *quarzitische* Typen — ausgezeichnet durch *Albit-* und *Muskowit*führung — und eigentliche, meist phyllitische *Plagioklasgneise* mit einem *basischeren Plagioklas* und nur mit *Biotit* als Glimmermineral durchführen.

Der mikroskopischen Untersuchung liegen folgende Vorkommen zugrunde:

1. Aus dem Bachanriss am Nordhang der Bedeglia (P. 706) bei Bedigliora, auf Höhe 560 m, stammt aus einer rasch wechselnden Gneisserie ein rötlicher, glimmerarmer, nur muskowitführender, dünnschiefriger Quarzitgneis, der auf dem Hauptbruch muskowitisch glänzt, auf dem Querbruch dagegen zahlreiche, kleinlinsige Quarz-Feldspataggregate zeigt.

2. Im Bachanriss westlich Mavogno, 500 m nördlich Novaggio, unmittelbar über der Strasse, steht ein ganz ähnliches, weniger lentikuläres, aber glimmerreicheres, quarzitgneisartiges Gestein an; ganz untergeordnet gesellt sich zum Muskowit spärlicher Biotit.

3. Als Zwischenlagen der Schiefer von Vorkommen 2 treten hornfelsartige, massige, an Mikrogranite erinnernde Lagen auf, in denen Muskowit gänzlich fehlt, Biotit dagegen in kleinen Schüppchen regellos in die feinkörnige Quarz-Feldspatmasse eingestreut ist.

4. Im östlichen Bach der Pian di Nadro, auf Höhe 760 m, nordwestlich Breno, steht ein ähnliches, graues, hornfelsartiges Gestein an, das wie Vorkommen 3 kubisch zerklüftet und zerfällt.

5. Wenige Meter bachabwärts lässt sich ein grobflaseriger, biotit- und muskowitführender Injektionsgneis mit ausgesprochener lentikulärer Lagentextur beobachten.

6. Im Bachbett südlich Mugena, auf Höhe 750 m, tritt ein ähnliches, quarzreiches, feinkörniges, hornfelsartiges Gestein zu Tage wie Vorkommen 4. Es ist jedoch dunkler, d. h. biotitreicher, und führt ausserdem einen basischeren Plagioklas. Auch hier tritt es als Zwischenlage in grobblättrigen Biotitgneisen auf.

7. Die nun folgenden Gesteine zeichnen sich gegenüber den schon erwähnten Vorkommen durch den Mangel an Muskowit, das Reichlicherwerden des Biotites, die höhere Basizität des Plagioklases und durch das Zurücktreten des hornfelsartigen Typus gegenüber dem gneisigen aus. Am schönsten ist dieser Gneistypus unmittelbar unterhalb der Ponte Busgnone, nördlich Vezio, im Magliasinabett erschlossen. Der grobflaserige Gneis besitzt ausgeprägte Lagentextur: bis ½ cm mächtige, oft linsige, gestreckte Quarzfeldspatlagen werden von groben, streng parallelen Biotitlagen getrennt und umflasert. Auf dem Hauptbruch erscheint das Gestein daher dunkelschwarz glänzend, auf dem Querbruch streifig-knotig.

8. Im Bacheinschnitt südlich Lot bei Fescoggia tritt als Einlagerung in einer wechselvollen Mischgneisserie ein biotitreiches, dunkles, feinkristallisationsschiefriges Gestein auf, das im Querbruch nicht lagig sondern mehr körnelig aussieht. Der Biotit tritt, obschon streng parallel geordnet, nicht zu aushaltenden Lagen zusammen.

9. Aus der wechselvollen Serie hornfelsartiger, quarzitischer, glimmerschiefriger und granitgneisähnlicher Gesteine des Bachanrisses westlich Punkt 821 bei Cademario — wir werden noch Sillimanithornfels von hier kennen lernen (vgl. p. 196) — stammt von Höhe 710 m ein grober Biotitgneis, der vollständig an den Gneis der Busgnonebrücke nördlich Vezio erinnert.

10. Ein ähnliches Gestein wurde im Steinbruch am Südausgang von Fescoggia getroffen. Es ist etwas weniger ausgeprägt lentikulär und lagig texturiert.

11. Schliesslich gehört hieher der Biotitgneis der Bedeglia (P. 706) bei Bedigliora. Er ist phyllitischer als der Gneis der Busgnonebrücke, ausserdem oft gequält und gefältet und er zerblättert leicht; auch ist der Plagioklas etwas saurer und zum Biotit gesellt sich wenig Muskowit. Dieser Gneistypus ist verbreitet an der Bedeglia di Bedigliora, an den Südwest- und Nordosthängen des Alned und in der nächsten Umgebung von Miglieglia. Die Schliffproben entstammen einem kleinen Bruch 300 m nordöstlich Banco und den Aufschlüssen östlich Punkt 578, südöstlich Banco.

Der Mineralbestand dieser texturell ausserordentlich heterogenen Vorkommen ist auch hier auffällig gleichförmig: Als Hauptgemengteile sind stets *Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit* oder *Muskowit* oder beide Glimmer vorhanden; Akzessorien sind meist spärlich und in schwankender Menge beigesellt; es

treten *Orthit, Zoisit, Granat, Titanit, Zirkon, Apatit, Magnetit, Pyrit* und *Ilmenit* auf.

Die Strukturverhältnisse entsprechen denjenigen der vorigen Gruppe (vgl. p. 184). Die kristalloblastische Reihe lautet für die Hauptgemengteile: Muskowit, Biotit, Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat (Mikroklin). Dabei sind jedoch einzelne Umkehrungen häufig, besonders unter den Glimmern und zwischen Plagioklas und Quarz. Der Mikroklin bildet, wie im Granitgneis, eine gänzlich xenoblastische, netzartige oder in einzelne Zwickel und Fetzchen aufgelöste Füllmasse zwischen den andern Komponenten (vgl. p. 163). Im allgemeinen sind auch hier 2 Typen kristalloblastischer Struktur zu unterscheiden (vgl. p. 184):

1. Vorkommen 1, 2, 3, 4 und 6 besitzen als feinkörnige, hornfelsartige Quarzitgneise ein ziemlich gleichkörniges, granoblastisches Gefüge.

2. Vorkommen 5, 7, 9, 10 und 11 sind mehr oder weniger deutlich als Injektionsgneise entwickelt. Granoblastische Quarz-Feldspatlagen wechseln mit lepidoblastischen Glimmerzügen, die sich aus basal wohlbegrenzten Blättchen zusammensetzen. Bei diesen grob texturierten Gesteinen gelangt im Strukturbild die Kataklase zu viel stärkerer Wirkung als bei den feinkörnigen Gneisen vom ersten Typus.

Vorkommen 8 vermittelt zwischen den beiden Gruppen, lässt aber immerhin noch anhaltende Quarzschnüre erkennen, die als Injektionsadern zu deuten sind. Bei Vorkommen 7 und namentlich bei Vorkommen 5 vereinigen sich Injektion, Kataklase und Kristalloblasthese zu besonders verworrenen Strukturen: Grosse Plagioklaskörner sind unter der Wirkung der quarzigen Injektion und dynamischer Kräfte zerbrochen. Ihre Risse und Sprünge sind durch ein Quarzgeäder verheilt. Bisweilen sind einzelne Körner zu einem eigentlichen Plagioklasmörtel zertrümmert, andere besitzen von einem Quarzaggregat erfüllte Streckungshöfe. Unter den geknickten und verbogenen Glimmerblättchen zeigt der Muskowit oft eine allerfeinste Aufblätterung. Kurze Muskowitleisten sind zuweilen quer zur Schieferung gestellt. Die Biotitleisten bilden oft ein wirr ineinander geschobenes Sparrenwerk, das sich gegenüber der Schieferung gänzlich regellos verhält. Der Quarz ordnet sich zu mörteligen Zügen und Nestern, oder er bildet als Injektionsquarz verzahnte, linsige oder bandartige Körnermassen.

Die Eigenschaften der einzelnen Mineralien schliessen sich den bei den kalifeldspatfreien Gneisen beschriebenen Verhält-

nissen aufs engste an, soweit diese Mineralien dort überhaupt vorhanden waren.

Der *Quarz* führt reichlich Flüssigkeitseinschlüsse, ferner Rutilnädelchen, Apatitsäulchen, seltener auch kleine Körnchen von Plagioklas und Kalifeldspat. Er zeigt bei Vorkommen 11 besonders schöne *Zahnstrukturen* und alle Übergänge von einfachen, sägeartigen oder schwach lappigen Verzahnungen bis zur Bildung tiefgreifender, pseudopodienartiger Lappen, die sich im angrenzenden Quarzkorn halbinselartig oft bis zur vollständigen Loslösung ausdehnen und dann nur durch die gemeinsame Auslöschung den Zusammenhang mit dem Mutterkorn verraten. Die quer zur Schieferung laufenden Verzahnungslinien erlangen in der Regel die grösste Kompliziertheit.

Der *Kalifeldspat* erweist sich durch seine oft nur schattenhafte und fleckige, an undulöse Auslöschung erinnernde Gitterstruktur als *Mikroklin*. Häufig ist dieser sonst wasserklare Mikroklin, wie beim Granitgneis, perthitisch von vereinzelten oder in lockeren Gruppen auftretenden Albitspindeln durchwachsen (vgl. p. 167). Auch *myrmekitische* Verwachsungen von Plagioklas und Quarz gelangen zur Entwicklung. Sie sind hier im allgemeinen gröber und spärlicher als im Ganggranit von Novaggio (vgl. p. 175) und erinnern häufig an granophyrische Strukturen. Bisweilen ist der Mikroklin reichlich von runden Quarzkörnchen durchspickt.

Der *Plagioklas* zeigt Zwillingsbildung und inverse Zonenstruktur, wie sie p. 185 beschrieben wurden. Für die hornfelsartigen und gneisquarzitischen Vorkommen 1–5 wurde der Plagioklas als *Albit* mit 5–12% An. bestimmt; für die meist grobflaserigen Lagengneise der Vorkommen 6–10 ergab sich ein basischerer Typus, dessen An.-Gehalt auf etwa 35% ansteigt, ausnahmsweise aber bis auf 45% gehen kann; er entspricht somit meist einem *Oligoklas-Andesin*. Vorkommen 11 führt dagegen wieder einen albitischen Plagioklas mit etwa 10% An. Zuweilen besitzt der im Gegensatz zum Mikroklin meist etwas bestäubte und serizitisierte Plagioklas einen allerdings äusserst blassen, grünlichen Farbton. Oft ist er von kleinen, rundlichen Quarzkörnern durchwachsen. Mitunter wurden auch fleckige Durchwachsungen von Kalifeldspat beobachtet, wobei bei grösseren, eingeschlossenen Fetzen zuweilen die Mikroklinstruktur festgestellt werden konnte. Bei Vorkommen 5 wurde eine merkwürdige, spindelförmige bis lamellenartige, antiperthitische Durchwachsung von dünnen Kalifeldspatblättchen parallel den albitischen Zwillingslamellen des

Plagioklases beobachtet. Allgemein löschen die Mikroklinfetzen dieser antiperthitischen Verwachsungen einheitlich aus (vgl. p. 170).

Für die optischen Eigenschaften des *Biotites*, die Bildung pleochroitischer Höfe um Zirkon und orthitische Zersetzungsprodukte, seine Umwandlung zu Pennin unter Ausscheidung von Rutilbildungen und seine Ausbleichung zu einem muskowitähnlichen Glimmer gilt vollständig, was auf p. 185—186 mitgeteilt worden ist. Von besonderem Interesse sind beim Vorkommen 8 *pleochroitische Höfe und Säume um Titanit*, die sowohl in Biotit als auch als Relikte in Pennin auftreten. Die Höfe sind etwas blässer als diejenigen um Zirkon, lassen aber an Deutlichkeit nichts zu wünschen übrig. Die Biotitzüge bilden oft (Vork. 9 und 11) die Zutrittsbahnen für kalkige Infiltrationen, die sich zwischen den einzelnen Glimmerlamellen absetzen. Auch feine, das Gestein durchziehende Risse haben sich mit calcitischen Neubildungen gefüllt.

Der *Muskowit* ist fast nur auf die albitführenden Gneise beschränkt und zeigt keine Besonderheiten.

Die Akzessorien sind meist spärlich, besonders in den hornfelsartigen Typen; in Vorkommen 1 wurden nur wenig *Apatit* und reichlich kleine *Magnetit*körnchen festgestellt. Sonst finden sich fast immer die früher ausführlich beschriebenen *orthititischen Umwandlungsprodukte* (vgl. p. 166 und p. 176). *Zoisit* und *Apatit* treten in denselben leicht zu verwechselnden Formen auf, wie sie früher beschrieben wurden (vgl. p. 187). *Granat* bildet höchstens sporadisch auftretende, kleine Fetzchen und Splitterchen, die sich zuweilen zu kleinen Schwärmen häufen. Ebenso vereinzelt kommen auch Fetzchen und Körnchen von *Titanit* vor, die stets von einer milchweiss-reflektierenden Leukoxenrinde überkrustet sind. Meist begleitet er den Biotit; so in Vorkommen 8, wo er etwas reichlicher ist und die erwähnten pleochroitischen Säume in Biotit und Pennin verursacht. *Zirkon* fehlt selten ganz (Vork. 1). Bei Vorkommen 6 und 7 bildet er wohlentwickelte, ansehnliche Kriställchen, die bis 0,25 mm gross werden können und streng idiomorph nach den Flächen (110) und (111) ausgebildet sind. Wo *Pyrit* auftritt, ist dieser meist mit dem sonst spärlichen Magnetit in der Art verwachsen, dass ein Pyritkern von einer Magnetitrinde umgeben ist. *Ilmenit* gibt sich meist durch die ihn begleitenden Leukoxenbildungen zu erkennen. Auffallend ist der gänzliche Mangel an Erzkörnchen bei Vorkommen 8 und 10.

(γ Ein feldspatfreier Biotithornfels.

Einen auffälligen Typus in der Reihe von den besprochenen feldspatführenden, hornfelsartigen Gesteinen zu den sillimanitführenden, echten Hornfelsen bildet ein *feldspatfreier Biotithornfels*, der im Bachanriss westlich Punkt 925, südlich Arosio, auf Höhe 780 m geschlagen wurde[1]). Der schlecht aufgeschlossene, dunkelgraue, äusserst feinkörnige und fast massige Hornfels bildet eine etwa 1,5 m mächtige, konkordante Einschaltung in Gneisquarziten.

U. d. M. unterscheidet sich das Gestein von den später zu beschreibenden Sillimanithornfelsen im wesentlichen nur durch den Mangel an Sillimanit. Die einzigen Hauptgemengteile sind *Quarz, Biotit* und *Muskowit*; akzessorisch gesellen sich dazu: kleine *Turmalin*kriställchen, unregelmässige Körnchen von *Granat*, *Apatit-* und *Zirkon*kriställchen sowie *graphitische Substanzen*, welche den ganzen Schliff durchstäuben.

Die Verteilung von Quarz, Biotit und Muskowit ist eine etwas unregelmässige, so dass das Gestein auch makroskopisch ein schwach fleckiges Aussehen hat, ähnlich wie die Sillimanithornfelse. Die helleren, undeutlich linsigen oder schlierigen Flecken sind mehrere Millimeter gross.

Auch in der typischen *Hornfelsstruktur* ergeben sich grosse Ähnlichkeiten zu den Sillimanithornfelsen: der vorherrschende, schwarzbraune Biotit bildet meist basalbegrenzte, kleine Leistchen mit unregelmässigen, bisweilen aufgesplitterten Enden; oft tritt er auch in Form lappiger, regelloser Schüppchen auf. Die grösseren Muskowitschuppen zeigen, wie beim Sillimanithornfels, die typischen, siebartigen Durchwachsungen mit Quarz. Dieser bildet zahlreiche, meist ganzrandig begrenzte Körner, die sich besonders in den muskowitreichen, helleren Flecken häufen, während die dunkleren Felder vorwiegend aus einem äusserst feinkörnigen Gemengsel von Quarz und Biotit bestehen. Sehr kleine, stenglige bis nadlige Kristalleinschlüsse im Quarz sind vielleicht als Sillimanit zu deuten.

Die genetische Herkunft der besprochenen *sillimanitfreien Mischgneise* ist nicht allein durch die *kontaktliche Beeinflussung* durch den granitischen Intrusivkörper verwischt, sondern sie ist zu-

[1]) Ich erwähne hier, dass von Herrn Prof. Preiswerk im Gebiet des M. Cenere, bei Punkt 1128, oberhalb Monti Spina ebenfalls *feldspatfreie Hornfelse* aufgefunden wurden, die sich makroskopisch und mikroskopisch durchaus wie der unsrige verhalten.

dem verschleiert durch die *katogene* Natur der Gneise (vgl. p. 172). Diese spiegelt sich in dem auffällig eintönigen, oft an Granite erinnernden Mineralbestand. Gneistypen, die sich in der Epizone deutlich als Sediment- und Eruptivgneise unterscheiden lassen, zeigen mit zunehmender Tiefenstufe Konvergenzerscheinungen in ihrem Mineralbestand, und in der Katazone können sedimentäre Gneise den Habitus granitischer Gneise annehmen. Es ist tatsächlich trotz des raschen texturellen und strukturellen Wechsels möglich, dass neben den Paragesteinen auch ältere, eruptive Gneise unsern Mischgneisen genetisch zugrunde liegen. Für die grosse Tiefe, der unsere Gneise angehören, ist der Mangel an Reliktstrukturen, d. h. die Vollständigkeit der Umkristallisation, und das reichliche Vorhandensein von Kalifeldspat bezeichnend[1]).

Die Entwicklung unserer sillimanitfreien Mischgneise lässt sich schematisch in folgende Phasen gliedern:

1. Regionalmetamorphe, katogene, kristalloblastische Entwicklung von Gesteinen einer meist nicht mehr erkennbaren Herkunft zu kristallinen Schiefern (Konvergenzerscheinung katogener Schiefer).

2. Eindringen einer varistischen, granitischen Intrusivmasse.

a) Entwicklung von Hornfelsen und Migmatiten im engeren Kontakthof.

b) Injektion magmatischer (aplitisch-pegmatitischer) bis pneumatolytischer Phasen.

3. Fortdauer der kristalloblastischen, katogenen Entwicklung unter dem Einfluss gebirgsbildender Kräfte (Jungvaristische Periode): Schieferung und Aufrichtung des Granitgneises, kristalloblastische Umbildung der Mischgneise, Aufbruch des Granitganges.

Besondere Bedeutung verdienen in genetischer Hinsicht folgende mineralogische Eigentümlichkeiten:

Orthit wurde für die Gesteine des Schwarzwaldes von Schwenkel u. a. als leitend für reine Eruptivgneise betrachtet[2]). Wir dürfen das jedoch kaum in so exklusivem Sinne tun. Nach Goldschmidt findet sich Orthit an mehreren Stellen in der Kontaktzone des Christianiagebietes, allerdings „besonders als endomorphes Kontaktmineral“[3]). E. Gutzwiller erwähnt Orthit

[1]) S. Fussn. 1, p. 162; Grubenmann, Lit. cit., p. 78, 80.

[2]) H. Schwenkel: Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit. — Diss. Tübingen. 1912.

[3]) V. E. Goldschmidt: Die Kontaktmetamorphose im Christianiagebiet. Videnskapsselskapets Skrifter. I. Math.-naturwiss. Kl., No. 1, p. 420, 1911.

aus Injektionsgneisen von Riveo–Visletto und Cevio (Lit. 60, p. 332). Preiswerk hat Orthit als Neubildung in den hochmetamorphen Triasgesteinen des Simplontunnels festgestellt[1]). Hintze erwähnt das Vorkommen von Orthit im Marmor von Auerbach an der Bergstrasse[2]). Wenn wir Orthit ebenso wie Turmalin als das Produkt pneumatolytischer Wirkung betrachten (vgl. Rosenbusch, s. Fussnote 1, p. 170: Lit. cit., p. 126), so dürfen wir ihn a priori nicht nur im endogenen Kontakthof erwarten sondern, im Einklang mit den obigen Vorkommen, im ganzen Umkreis pneumatolytischer Beeinflussung. Deshalb betrachte ich den Orthit, wie er in unseren Gneisen auftritt, nicht als indizierend für Eruptivgneise, wohl aber für eruptive Beeinflussung.

E. Gutzwiller deutet den *Kalifeldspat*, wie er sich auch bei uns findet, mit „dem scheinbar verschwommenen Zwillingsgefüge, welches als gitterartig undulöse Auslöschung auftritt" als ein „Mittelglied zwischen Orthoklas und Mikroklin, als einen Orthoklas mit schwacher Mikroklinstruktur, und seine Gitterstruktur als eine spezifisch pneumatolytische Erscheinung" von Injektionsgneisen (Lit. 54, p. 5). — Die Ansichten über die genetische Bedeutung der *Myrmekitbildungen* sind ausserordentlich geteilt und können kaum zur Beurteilung unserer Gneise herangezogen werden. Eine Übersicht der bis 1908 herrschenden Meinungen gibt *Becke* (s. Fussnote 1, p. 165: Lit. cit., p. 377). Becke selbst kommt zum Schluss, dass die Myrmekitbildung einen durch Druck und Pressung begünstigten Vorgang darstellt. Für E. Gutzwiller sind Myrmekitbildungen indizierend für „stofflich beeinflusste Kontaktgesteine", besonders für Injektionsgneise (Lit. 54, p. 59, 60, Lit. 55, p. 358).

Einen weiteren Hinweis zur genetischen Deutung der besprochenen Mischgneise erblicke ich in der konkordanten Einlagerung der im Folgenden zu besprechenden sillimanitführenden und amphibolitischen Gesteine.

2. Sillimanitführende Gneise.

Sillimanitführenden Gesteinen begegnen wir in zweierlei Form.

1. *Sillimanithornfelse* treten als linsige, konkordante Einschaltungen in den beschriebenen Mischgneisen auf und sind an die unmittelbare Kontaktzone des Granitgneises gebunden.

2. In *phyllitischen Gneisen* tritt *Sillimanit zusammen mit Disthen, Staurolith und Granat* auf. Solche Gneise finden sich

[1]) H. Preiswerk: Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. Verh. d. Naturf. Ges. Basel, Bd. XXIV, p. 27, 1913.

[2]) C. Hintze, Handbuch der Mineralogie. Leipzig 1897, Bd. II, p. 263.

als eingequetschte Zwischenlagen in der Zone des Granitgneises selbst oder wie die Hornfelse in deren unmittelbaren Nähe.

Die Scheidung in Hornfelse und in Phyllite ist ausserordentlich scharf. Übergangsglieder, wie wir sie zwischen sillimanitfreien Phylliten und Hornfelsen getroffen haben, fehlen ganz. Der Sillimanithornfels ist ein reines, unverändertes Kontaktgestein der granitischen Intrusion; in den phyllitischen Gneisen ist dagegen die eruptive Beeinflussung durch die spätere, kristalloblastische Entwicklung meist verdeckt.

a) Sillimanithornfelse.

Sillimanithornfelse wurden an drei Lokalitäten getroffen:

1. Im Bett der Magliasina auf Höhe 435 m, südlich Aranno, zur östlichen Kontaktzone des Granitgneises gehörend (vgl. Taf. X, Fig. 1 und 2).

2. Im südlichen Nebentälchen des Valleggio di Maggio auf Höhe 660 m, nördlich Aranno, als Einlagerung in stark geschiefertem Hornblendegranitgneis.

3. Im Bachanriss 200 m nördlich Punkt 821, nordwestlich Cademario, auf Höhe 800 m, ebenfalls als Einlagerung in der östlichen Kontaktzone (vgl. Taf. IX, Fig. 4).

Die drei genannten Vorkommen zeigen nach Struktur und mineralogischer Zusammensetzung kleine Unterschiede. Alle drei Typen stellen ein dunkelbräunlich-graues, dichtes, splitteriges und äusserst feinkörniges Gestein dar von frischem Aussehen.

Die Textur ist massig; nur undeutlich gelangt eine plattige Absonderung parallel zur Schieferung des Nebengesteins zum Ausdruck. Auf dem splitterigen Hauptbruch hat das bei der Verwitterung kubisch zerfallende Gestein ein fein kristallines und fein geknöteltes, schwach fleckiges, etwas seidenglänzendes Aussehen, bedingt durch dichtgedrängte Sillimanitnester. Mit der Lupe sind zahlreiche Biotitschüppchen, bei Vorkommen 2 und 3 auch Muskowit, und einzelne kleine, eingesprengte Pyritkörnchen zu beobachten.

U. d. M. erscheinen als Hauptgemengteile *Sillimanit*, *Biotit*, *Orthoklas* und *Quarz*. Bei Typus 2 und 3 ausserdem noch *Muskowit*; akzessorisch treten *Granat*, *Turmalin*, *Zirkon*, *Pyrit* und *Magnetit* auf.

Das Gestein besitzt eine typische *Hornfelsstruktur*. Der Sillimanit bildet mit dem Biotit zahllose kleine, durchschnittlich etwa 1 mm grosse Nester, die makroskopisch als feine Knötelung auf dem Hauptbruch hervortreten. Einzelne Nädelchen und lockere Nester von Sillimanit durchschwärmen auch den Quarz.

Die Sillimanit-Biotitkomplexe sind bei Typus 1 wohl begrenzt, aber vollständig, oft bis zur Auflösung in einzelne Fetzen, von runden Quarzkörnchen durchspickt, so dass sie den Eindruck eines engmaschigen Siebes erwecken, dessen Gerüst von einem wirren, in Biotit eingebetteten Filz feiner Nädelchen und Säulchen von Sillimanit und dessen Löcher von rundlichen Quarzkörnchen gebildet werden. Die siebartige Durchlöcherung ist bei Typus 2 und 3 nur andeutungsweise vorhanden. Die Komplexe sind hier weniger scharf umgrenzt, sondern mehr fleckenartig und etwas gestreckt. Die Verbindung des Sillimanites mit dem Biotit ist äusserst eng und oft kaum auflösbar: Biotitschuppen scheinen in ein Gerüstwerk feinster Leistchen und Nädelchen überzugehen und so durch Sillimanit verdrängt zu werden (vgl. p. 203).

Das Zwischengewebe zwischen den Biotit-Sillimanitnestern besteht beim ersten Typus vornehmlich aus gänzlich unzersetztem Kalifeldspat, kleinen, lappigen Biotitfetzchen und wenigen Quarzkörnchen. Letztere durchspicken bisweilen siebartig den Feldspat. Typus 2 und 3 führen reichlich wohlbegrenzte Leistchen und schuppige Aggregate von Muskowit. Die Muskowitleistchen treten sowohl in der Zwischenmasse der Sillimanitnester, als auch in diesen selbst auf und sind von Quarzkörnchen siebartig durchwachsen, so dass sie ein zerfressenes und zerbuchtetes Aussehen haben. Auffallend ist die Tatsache, dass hier, wo Muskowit reichlich vorhanden ist, der Orthoklas fast gänzlich fehlt; der Muskowit scheint den Kalifeldspat zu ersetzen. Im Strukturbild tritt dagegen hier Quarz an die Stelle des Feldspates von Typus 1. Die Vorkommen 2 und 3 sind also gegenüber Vorkommen 1 durch die Muskowitführung und den Quarzreichtum ausgezeichnet; ferner macht sich bei ihnen nicht nur im Handstück sondern auch im Schliff eine undeutliche Paralleltextur geltend: einzelne Lagen sind reicher an Sillimanit-Biotitnestern, in andern überwiegt die Zwischenmasse.

Zu den einzelnen Gemengteilen ist folgendes zu bemerken:

Der *Sillimanit* bildet zahllose, meist zu einem wirren Filz vereinigte, farblose oder blass-bläulich schimmernde Nädelchen, deren maximale Länge zu 0,08 mm festgestellt wurde, bei einer Breite von 0,005 mm. Die Grösse sinkt jedoch bis zu kleinsten, mikrolithischen Dimensionen. Bisweilen ist eine deutliche Quergliederung der Nädelchen zu erkennen. Die Enden erscheinen halbkugelig gerundet oder etwas ausgesplittert. Selten lassen kleine Querschnitte rhombische Formen erkennen. In feinem Gesteinspulver wurde der Brechungsindex der Nädelchen als zwischen 1,665 (*a*-Monobromnaphthalin) und 1,83 (Schwefel

gelöst in Methylenjodid) liegend bestimmt. Thoulet'sche Lösung von gleicher Brechung ergab bei der Bestimmung mit dem Totalreflektometer den Index $n = 1{,}69$, während für Sillimanit die Werte für n zwischen 1,66 und 1,68 angegeben werden (vgl. Fussnote 1, p. 164, Rosenbusch, Lit. cit., p. 136).

Der *Biotit* ist auch hier annähernd optisch einachsig und besitzt parallel der basalen Spaltbarkeit rotbraune, senkrecht dazu blassgelbe pleochroitische Farben. Um die spärlichen *Zirkonkörnchen* entwickeln sich dunkle pleochroitische Höfe. Selten ist der Biotit in Pennin umgewandelt und dann von sekundärem Rutil begleitet, der oft sagenitische Verwachsungen bildet.

Der *Muskowit* und der *Quarz* zeigen keine Besonderheiten (vgl. oben: Struktur).

Der *Orthoklas* zeigt häufig eine merkwürdige, äusserst feine, dichte *Streifung*, die an diejenige des Mikroklins erinnert. Die Streifen erweisen sich jedoch als höher licht- und doppelbrechendes, annähernd gleichzeitig mit dem ganzen, nieder-doppelbrechenden Korn auslöschendes Lamellensystem, entsprechend einer perthitischen Verwachsung von Orthoklas mit einem sauren Plagioklas. Seltener kommen auch vereinzelte, perthitische Albitspindeln vor, wie sie früher schon beschrieben wurden. Häufig ist der Mikroperthit von Sillimanitnädelchen durchschwärmt, die sich bisweilen am Rande der Feldspatkörner zu filzigen Zügen und Nestern häufen.

Unter den Akzessorien ist vor allem ein farbloser *Granat* zu erwähnen, der in den Sillimanit-Biotitkomplexen zentralgelegene, nestartig gehäufte, unregelmässige Körner und Fetzen bildet, die ebenfalls siebartig durchlöchert und von Quarz und Biotit durchwachsen sind. In seltenen, kleinen, idiomorphen Kriställchen findet sich ein fleckig-olivgrün gefärbter *Turmalin*. Die ziemlich häufigen, lappig oder zackig umgrenzten Erzkörner erweisen sich im reflektierten Licht als *Pyrit*. Häufig sind sie von einem *Magnetit*saum umgeben.

β) Sillimanit-, Disthen-, Staurolith- und Granat-führende Gneise.

Die *sillimanitführenden, glimmerschiefrigen Gneise* sind meist mechanisch stark beansprucht. Die Texturverhältnisse, die Art und Weise der Schiefrigkeit schwanken von Ort zu Ort.

1. Am Weg südwestlich Pura auf Höhe 440 m steht wenige Meter vom Biotitgranitgneis entfernt ein grobblättriger, stark verwitterter, „gequälter" und kataklastischer, muskowit- und biotitreicher Gneis an. Er besitzt lentikuläres Aussehen, wobei einzelne, von Glimmer umflaserte Linsen über 1 cm

mächtig werden können und ein leukokrates, granitisches Mineralgefüge einschliessen. In den etwas gefältelten Glimmerlagen sind schon makroskopisch öfters honigbraune Staurolithsäulchen, blassbläulicher Disthen und bisweilen ein fleischfarbener Granat zu beobachten. Sillimanit ist hier — wie auch bei den folgenden Vorkommen — makroskopisch nicht festzustellen; höchstens lässt ein schwacher Seidenglanz auf dem Hauptbruch seine Anwesenheit vermuten. Ich betrachte das Gestein als Injektionsgneis aus der östlichen Kontaktzone des Granitgneises.

2. Im Magliasinadurchbruch durch die Eruptivgneiszone, zwischen der Molino d'Aranno bis östlich Curio sind mehrfach verdrückte, glimmerschiefrige Züge zwischen dem Orthogneis erschlossen, die ich als in den Intrusivkörper eingeklemmte Keile deute. Die Kristallisationsschieferung kommt hier deutlicher zum Ausdruck als beim ersten Vorkommen. Immerhin ist die Textur noch ziemlich wechselhaft: bald rein glimmerschiefrig, bald lentikulär und helizitisch gefältelt. Staurolith, Disthen und Granat sind öfters zu beobachten (vgl. Taf. X, Fig. 3).

3. Dasselbe Kontakt-Injektionsgestein wie südwestlich Pura wurde in frischem Zustand im Valleggio di Maggio auf Höhe 650 m, nördlich Aranno getroffen.

4. Im Bachbett des Piem tritt östlich der Pian delle forniche ein glimmerschiefriger Gneis zutage, der meist ein etwas grobflaserig-lentikuläres und oft verworrenes, seltener ein feinschiefriges, ruhiges Aussehen hat. U. d. M. erweist sich das Gestein gleichfalls als ein Staurolith-Disthen-Sillimanit- und Granat- führendes Kontaktgestein.

Der Umstand, dass Sillimanit und oft auch Staurolith und Disthen makroskopisch nirgends deutlich in Erscheinung treten, lässt es wohl möglich erscheinen, dass diese Gesteine in der Nähe des Granitkontaktes ein viel häufigeres Auftreten besitzen, meist aber als glimmerschiefrige oder gneisige Phyllite betrachtet werden.

Träger der dünnschiefrigen oder grobflaserigen, bisweilen lentikulären Textur sind stets die Glimmer, Biotit und Muskowit. Sie bilden oft dicke, zusammenhängende Häute, welche die zuweilen linsig aufgebauchten Quarz-Feldspatlagen trennen und umflasern. Diese Gneise verwittern und zerblättern leicht; dabei bleicht der Biotit aus und wird muskowitähnlich, so dass sie im Felde muskowitreicher erscheinen, als sie sich im Dünnschliff tatsächlich erweisen (vgl. p. 186).

Die Hauptgemengteile sind *Feldspat, Quarz, Biotit, Muskowit* und die tonerdereichen Mineralien *Staurolith, Disthen,*

Sillimanit und *Granat*; als Akzessorien gesellen sich dazu *Zoisit, Titanit, Turmalin, Rutil, Zirkon, Apatit, Pyrit* und *Magnetit.*

Der kristallisationsschiefrigen Textur entspricht im allgemeinen eine verworrene, kristalloblastische Struktur. Wir beobachten jedoch stets, wie das für solche Kontakt- und Injektionsgesteine zu erwarten ist, keine reinen, sondern mannigfache *Mischstrukturen* (s. Fussn. 1, p. 162: Grubenmann, Lit. cit., p. 115); die wirren lepidoblastischen Glimmerzüge mit den eingelagerten Staurolith- und Disthenkristallen und den Granatfetzen betrachte ich als alten Anteil eines „Tonerdesilikatgneises". Die durch intensive, poikilitische Verwachsungen ausgezeichneten Feldspatquarzpartien mit den einzelnen, gänzlich ungeordneten, nach allen Richtungen divergierenden Biotit- und Muskowitleisten dürften als granitisches, injiziertes Material zu deuten sein; die stets an Biotit geknüpften Sillimanitfilze, die Sillimanitisierung des Biotites, sind wohl eine pneumatolytische Erscheinung. Allgemein wird das Strukturbild durch die gewohnten, oft intensiven kataklastischen Erscheinungen mitbedingt. Dabei sind Teile des Disthens häufig nach den basalen, stark hervortretenden Gleitflächen verschoben und zuweilen zerbrochen. Auch der Granat zeigt Zertrümmerungserscheinungen. Quarz wirkt allgemein ausheilend. Das weniger verworrene, sondern gleichmässig feinschiefrige Vorkommen 4 zeigt eine streng lepidoblastische Entwicklung; Glimmer, Disthen, Staurolith und spärlicher Granat treten mehr als selbständige Porphyroblasten auf. Der Gneis ist wohl kontaktlich (pneumatolytisch) beeinflusst, nicht aber stark mechanisch verändert.

Die einzelnen Komponenten lassen mineralogisch folgende Verhältnisse erkennen:

Der einerseits in unregelmässigen Körnern oder oft etwas verzahnten Körneraggregaten, anderseits in zahlreichen, tröpfchenartigen Einschlüssen in den andern Komponenten auftretende *Quarz* führt reichlich in einzelnen Bahnen oder gestreckten, perlschnurartigen Ketten Flüssigkeitseinschlüsse (vgl. p. 163); selten kommen auch Sillimanitnädelchen einschlussartig vor.

Der *Plagioklas* zeigt in den Injektionspartien zuweilen Neigung zu kristallographischer Entwicklung, zuweilen bildet er grosse, gänzlich unregelmässige, weit ausgreifende, von zahllosen Quarztröpfchen durchsiebte Körner, die im Mikroskop das ganze Gesichtsfeld einnehmen, und in welche alle übrigen Komponenten eingebettet sein können. Das Auftreten dieser einheitlich auslöschenden, kataklastisch oft etwas zerbrochenen Plagioklas-

massen erinnert an eine „*Feldspatisation*" im Sinne von A. Lacroix, Erdmannsdörffer u. a.[1]); der Plagioklas ist bald gar nicht, bald nach Albit- und Perklingesetz verzwillingt. Die Zwillingslamellen sind meist schmal, bisweilen etwas verschwommen und durchsetzen oft nicht das ganze Korn, sondern brechen in einzelnen Feldern unvermittelt ab, oder dringen nur auf kürzere Strecken vom Rande spindelförmig vor. Dabei überwiegt fleckenweise bald die albitische, bald die perikline Lamellierung. Die Auslöschung ist in einzelnen Flecken meist unregelmässig, ohne dass eine eigentliche Zonarstruktur zu beobachten wäre und lässt Schwankungen in der Zusammensetzung des Plagioklases erkennen (vgl. Erdmannsdörffer, Lit. cit., p. 746[1])). Er wurde als *Oligoklas-Albit* mit ca. 14% An. bestimmt; bei Vorkommen 3 ergab die Bestimmung einen Oligoklas mit 25% An. In einzelnen Flecken und Schnüren macht sich schwache Serizitisierung bemerkbar. Mikroklin konnte nirgends festgestellt werden. Unverzwillingte, durch ihre fleckige Auslöschung an Mikroklin erinnernde Körner erwiesen sich stets als Plagioklas.

Der *Biotit* weist neben basalbegrenzten Leisten ebenso oft buchtige und lappige Korrosionsformen auf und ist oft gänzlich in kleine Fetzen aufgelöst, die sich nur noch durch ihre gemeinsame Auslöschung als zu einem Individuum gehörend ausweisen. Er besitzt auch hier rotbraune pleochroitische Farben. Um zahlreiche, oft ansehnliche Zirkonkörner finden sich ausgezeichnete *pleochroitische Höfe*, deren maximale Reichweite zu 0,034 bestimmt wurde (vgl. p. 171). Selten ist der Biotit in Pennin umgewandelt; häufig ist er dagegen von Rutilkriställchen begleitet, die in basalen Schnitten sagenitische Verwachsungen zeigen und zuweilen von Leukoxenausscheidungen überzogen sind. In engster Verbindung, aber weniger häufig, tritt mit Biotit *Muskowit* auf.

Staurolith und *Disthen* liegen mit ihrer Längserstreckung meist in der Richtung der Glimmerzüge und sind häufig von Biotit durchwachsen und von Quarzkörnern durchspickt. Die kurz prismatischen *Staurolith*säulchen sind meist kristallographisch wohl begrenzt. Seltener tritt der Staurolith in ungewohnter Weise auch in Form gänzlich unregelmässiger, fetzenartiger, langgestreckter Körner auf. Der Pleochroismus ist c bräunlichgelb, a und b blassbräunlichgelb. Hin und wieder tritt Staurolith mit Disthen in Parallelverwachsung.

[1]) A. Lacroix: Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. Bull. d. Serv. carte géol. France, No. 64 (1898), No. 71 (1900). — O. H. Erdmannsdörffer: Petrographische Untersuchungen an einigen Granit-Schieferkontakten der Pyrenäen. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. XXXVII, p. 739, 1914.

Von Interesse ist ein öfters zu beobachtender, auffälliger *Umwandlungs*vorgang: einzelne Staurolithkörner sind von einem Adernetz umhüllt und durchdrungen, das ganz an die Maschenstruktur von serpentinisiertem Olivin erinnert. Das Maschenwerk wird gebildet von feinschuppigem Pennin mit olivgrünen Interferenzfarben und negativem Charakter der Hauptzone (vgl. p. 210) und aus ebenfalls feinschuppigen Aggregaten eines farblosen Glimmers. Letztere scheinen indessen aus dem Chlorit hervorzugehen, denn öfters sind einzelne Glimmerschüppchen zu beobachten, die sich vereinzelt im Chlorit ansiedeln und sich allmählich häufen bis zur Bildung eines geschlossenen Aggregates, das die restierenden Staurolithteilkörnchen umhüllt.

Der *Disthen* erscheint in leistenförmigen oder tafligen Schnitten, die kaum kristallographische Umrisse erkennen lassen. Meist ist er verzwillingt nach (100). Eine auffällige *polysynthetische Zwillingsverwachsung* wurde bei Vorkommen 2 beobachtet: Zwillingsachse ist die normale auf P (001), Zwillingsebene ist M (100), Verwachsungsebene ist P; die M-Flächen bilden einspringende Winkel. Schon M. Bauer[1]) hat solche Zwillinge untersucht und das Gesetz formuliert: „Beide Individuen haben P gemeinsam und sind um eine Achse senkrecht zu P um 180° gegeneinander gedreht." Er betrachtet diese Zwillinge als polysynthetische Druckzwillinge, ähnlich den Druckzwillingen des Calcites. Tatsächlich gelangen im vorliegenden Schliff in der wirren Kleinfältelung und in den ausgeprägten kataklastischen Erscheinungen anderer Mineralien intensive Druckwirkungen zum Ausdruck. Bisweilen sind die Verwachsungsebenen der Disthen-Zwillingsindividuen scharf ausgeprägt; bei enger Scharung der lamellenartig dünnwerdenden Individuen werden sie jedoch unscharf, und die einzelnen Auslöschungen gehen undulös ineinander über. Der Disthen zeigt zuweilen dieselben an Maschenstrukturen erinnernden *Umwandlungs*erscheinungen wie der Staurolith: er wird durchadert und umflasert von serizitartigen Aggregaten, wobei er sich in einzelne Fetzen auflöst. Die verschiedenen Spaltrissysteme sind für den Verlauf des Vorganges ohne Bedeutung.

Der *Sillimanit* (vgl. Taf. X, Fig. 3) tritt hier nicht in knötchenartigen Nestern auf wie im Sillimanithornfels, sondern er bildet parallelfaserige, seltener wirre Aggregate feinster Nädelchen, die in engster Verbindung mit Biotitschuppen verfilzt sind. Sillimanit und Disthen treten dagegen gänzlich unabhängig von-

[1]) M. Bauer: Beitrag zur Kenntnis der kristallographischen Verhältnisse des Cyanites. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1878, p. 283.

einander auf. Aufs beste lässt sich beobachten, dass der Sillimanit allmählich an die Stelle des Biotites tritt und zwar namentlich da, wo der Biotit am intensivsten gequetscht, verbogen und „gequält" erscheint. Dabei vollzieht sich der Übergang langsam und derart, dass sich im Biotit Sillimanitnädelchen ansiedeln, die sich mehr und mehr häufen. Die biotitische Braunfärbung verschwindet nur allmählich und fleckenweise, bis der Biotit vollständig durch einen farblosen, dichten Sillimanitfilz verdrängt ist. Einzelne Sillimanitnädelchen bilden zuweilen regelmässige, fiederartige Kristallskelette. Die feinen Nädelchen sind mitunter gekrümmt und schwach spiralig gedreht. Meist sind die Sillimanitfilze von unregelmässigen Fetzen und Körnern von Pyrit begleitet.

Der farblose bis blassrötliche *Granat* bildet grosse, unregelmässig begrenzte Körner mit vollständig zerfressenen, gelappten und gebuchteten Umrissen. Bisweilen scheint ein grösseres Korn gänzlich in einzelne Fetzen aufgelöst. Stets ist der Granat von einer Unmenge von Quarzkörnchen, oft auch von Biotit- und Muskowitleistchen und Magnetitkörnchen durchsetzt. Er zeigt intensive kataklastische Erscheinungen und ist von einem groben Rissystem durchzogen, das offenbar der undeutlichen Spaltbarkeit nach (110) folgt. Die Quarzeinschlüsse besitzen oft sechs- und achteckige negative Kristallformen, die sich dem Rissystem einordnen (vgl. negative Quarzkristalle in Hornblende, p. 208).

Der *Zoisit* ist nicht besonders häufig und tritt in unregelmässigen, grösseren, gerundeten Körnern auf. *Apatit*, der nach Licht- und Doppelbrechung dem Zoisit auffallend nahe steht, kommt meist in kleinen und idiomorphen Kriställchen vor (vgl. p. 187). In einem Schliff wurden mehrere kleinere, idiomorphe *Turmalin*kriställchen mit schmutzig olivbraunen (O) und blassrötlichen (E) Farben beobachtet. *Titanit* bildet spärliche, kleine, unregelmässige Fetzen, die als sekundäre Bildung randlich und längs Spaltrissen den Biotit begleiten und im auffallenden Licht eine dicke Leukoxenrinde erkennen lassen. In einigen rundlichen bis ovalen, honiggelben bis schwarzbraunen Körnern findet sich *Rutil*. Er tritt namentlich einschlussartig im Staurolith auf und ist zuweilen gleichfalls von Leukoxen begleitet. An Erzen ist *Pyrit* und *Magnetit* zu nennen. Ersterer bildet grössere, unregelmässige Fetzen, letzterer kleinere Körnchen oder den Pyrit umrindende Säume.

In genetischer Hinsicht lässt sich in den genannten Sillimanitgesteinen leicht der *Abkömmling eines sedimentären*,

tonigen Gesteines erkennen, das vorerst zu einem *„Tonerdesilikatgneis"* umgewandelt wurde und als solcher durch die an die Granitintrusion gebundene Kontaktmetamorphose weiterhin verändert worden ist: Die Sillimanithornfelse sind das *gänzlich umkristallisierte Aufschmelzungsprodukt von Tonerdesilikatgneisen.* In den sillimanitführenden Gneisen betrachte ich *Disthen, Staurolith und Granat als die typischen tonerdereichen Mineralien des alten Tonerdesilikatgneises;* den *Sillimanit dagegen als pneumatolytisches, den Biotit verdrängendes Kontaktmineral.* Als *pneumatolytische Bildung* sind auch die beschriebenen Turmalinkriställchen zu bezeichnen. Ebenso stellt die in einigen Schliffen beobachtete Anreicherung von Plagioklas in grossen, poikilitisch von Quarzkörnern durchsiebten Individuen und das Auftreten von quarzigen, oft auch feldspatführenden *Injektionsadern* eine Kontakterscheinung dar. Wir haben also, entsprechend der besprochenen Mischstruktur (vgl. p. 200), ein Gemisch genetisch differenter Mineralassoziationen, wie es für Injektionsgesteine und Kontaktgesteine überhaupt typisch ist.

A. Lacroix gibt 1893 in seiner „Minéralogie de la France" (Bd. 1, p. 50) eine Beschreibung zahlreicher Sillimanitvorkommen und weist eindrücklich auf ihre Gebundenheit an Granitkontakte hin (Bretagne, Pyrenäen, franz. Zentralplateau etc.). Auf die Möglichkeit pneumatolytischer Sillimanitbildung hat auch Grubenmann hingewiesen (s. Fussnote 1, p. 162, Lit. cit., p. 165 und Lit. 49, p. 279). Von hohem Interesse für die genetische Deutung von Sillimanitvorkommen sind ferner die experimentellen Untersuchungen von E. S. Shepherd und G. A. Rankin „Über die binären Systeme von Tonerde mit Kieselsäure, Kalk und Magnesia", aus dem Jahre 1910[1]). Sie haben für Sillimanit einerseits eine hohe Entstehungstemperatur und andererseits ausserordentliche Stabilität ergeben. Der letztere Umstand erklärt die Tatsache, dass Sillimanit und Disthen als Modifikationen derselben Substanz unabhängig voneinander auftreten können und nebeneinander bestandfähig sind. Die Umwandlung von Disthen in Sillimanit wurde sehr selten, diejenige von Sillimanit in Disthen oder Andalusit überhaupt noch nie beobachtet. Auf das auffällige Nebeneinandervorkommen von Sillimanit und Disthen hat auch E. Gutzwiller hingewiesen (Lit. 60).

Sillimanit ist vielfach als typomorphes Mineral von Katagesteinen bezeichnet worden (vgl. z. B. Grubemann: Krist. Schiefer, 1910, p. 79). Einerseits auf Grund seiner Entstehung

[1]) Zeitschr. f. anorg. Chemie, Bd. 68, p. 370.

im Kontakt, durch den die Bedingung hoher Entstehungstemperatur auch in höhere Tiefenstufen getragen werden kann, andererseits auf Grund seiner ausserordentlichen Stabilität, durch die sich der einmal entstandene Sillimanit auch unter wechselnden Existenzbedingungen behaupten kann, betrachte ich den *Sillimanit nicht als einen geeigneten Indikator der Tiefenstufe* des Gesteines, dem er angehört; denn der höchste Grad von Typomorphie kommt denjenigen Mineralien zu, die nur für eine möglichst beschränkte Zone stabil sind. Die extrem stabilen Mineralien lassen, im Gegensatz zu den extrem labilen Mineralien, nicht auf die Existenzbedingungen (Tiefenstufe), sondern auf Entstehungsbedingungen zur Zeit der Bildung eben dieser stabilen Mineralien Schlüsse zu. Sillimanit dürfte daher vielfach der Zeuge ehemaliger *Kontaktwirkungen* sein, wo diese durch spätere Metamorphose verdeckt sind, und wo er heute kurzweg als „katogenes Mineral" bezeichnet wird.

Sillimanitgesteine wurden noch vor kurzer Zeit in der Schweiz zu den Seltenheiten gerechnet. Für den Sillimanithornfels ist mir tatsächlich kein Analogon bekannt geworden. Sillimanitführende Gneise sind dagegen schon mehrfach beschrieben worden. Sie treten einerseits reichlich in den südalpinen, die Zone von Ivrea begleitenden Gneismassen auf, die durch ausgedehnte Injektionsgebiete und gegen das Veltlin und den Kanton Graubünden durch das häufige Auftreten granitischer Intrusivmassen charakterisiert sind. Andererseits finden sie sich vereinzelt auch im Wallis, im Aarmassiv und im nördlichen Graubünden, auch hier meist in mehr oder weniger direkter Beziehung zu einem alten Tiefenkontakt eines Eruptivkörpers. Ich gebe hier ein Verzeichnis der mir aus der Literatur bekannten Vorkommen der Schweiz und der südlich angrenzenden italienischen Alpengebiete:

1. 1899 Gramann, A. Flüela–Scalettagebiet. Über die Andalusitvorkommnisse im rhätischen Flüela- und Scalettagebiet und über die Färbung der alpinen Andalusite. — Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 44, p. 24, 49, 50.
2. 1900 Artini und Melzi. Stronagneise. Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. — Milano, p. 224, Taf. 1.
3. 1907 Grubenmann, U. Ronco, südlich Ascona, am Lago Maggiore. Vorläufige Mitteilung über einen schweizerischen Sillimanitgneis. — Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 52, p. 279.[1])

[1]) Herr Prof. Grubenmann hatte die Freundlichkeit, mir die Gesteinsschliffe von Ronco zum Vergleich zur Verfügung zu stellen. Das Auftreten des Sillimanits entspricht durchaus demjenigen in den Sillimanitgneisen des Malcantone; nur kommt im Gneis von Ronco der Sillimanit auch in grösseren Individuen vor.

4. 1907 Stella, A. Granitkontakt von Brusio. Sguardo Geologico dal Traforo del Genisio a quello del Sempione. — Boll. R. Comitato Geol. d'Italia. Ser. IV, Anno VIII, Atti ufficiali, p. 35.
5. 1909 Argand, E. Dent blanche (série de Valpelline). L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. — Bull. Soc. Vaud. sc. nat., vol. XLV, No. 166, p. 24, 36, 38.
6. 1910 Zapf, A. Val Scala bei Leprese (Ober-Veltlin). Petrographische Untersuchung der granatführenden Erstarrungsgesteine des oberen Veltlins. — Diss. Jena, p. 67.
7. 1912 Sauerbrei, W. Mehrfach im Oberen Veltlin. Petrographische Untersuchung sedimentogener, kristalliner Schiefer aus dem oberen Veltlin. — N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. XXXIV, p. 6, 8 usw.
8. 1913 Cornelius, H. P. Fornogletscher (Disgrazia). Geologische Beobachtungen im Gebiet des Fornogletschers (Engadin). — Centralbl. f. Min. usw., Jahrg. 1913, No. 8, p. 249.
9. 1914 Cornelius, H. P. Südrand des Albulamassives. Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. XLV, p. 12.
10. 1914 Gutzwiller, E. Injektionsgneis bei Bellinzona. Zwei besondere Typen von Injektionsgneisen aus dem Tessin. — Centralbl. f. Min. usw., Jahrg. 1914, No. 11, p. 331.
11. 1914 Lotze, R. Erstfeldergneis. Beiträge zur Geologie des Aarmassivs. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 62, p. 229, 232.
12. 1915 Radeff, W. Injektionsgneis des Centovalli. Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). — Ecl. geol. Helv. XIII, 4, p. 492.
13. 1916 Cornelius, H. P. Nordhang des unteren Veltlins. Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil. Bd. XL, p. 294.
14. 1916 Staub, R. Gneiszone von Bellinzona. Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. XLVI, p. 9.
15. 1920 Staub, R. Mehrfach: Margnadecke, Campodecke, Kontakt Bergeller Massiv. Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphose in Graubünden. — Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 65, p. 8. 15.
16. 1921 Escher, F. Scalettapass. Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. — Jahresber. Naturf. Ges. Graubünden, LX, p. 105.

3. Amphibolitische Gesteine.

Der häufigste Typus *amphibolitischer Gesteine* ist ein durch rein kristalloblastische Struktur und plattig-schiefrige Textur und durch das Auftreten eines *sauren* Plagioklases ausgezeichneter *Plagioklasamphibolit*. Ein Plagioklasamphibolit mit *basischem* Plagioklas, verworrener Kataklasstruktur und fast massiger Textur liegt z. B. in den Vorkommen südlich Breno vor. Diese Amphibolite gehen bei stärkerem Hervortreten von Plagioklas und Biotit in *Hornblendegneise* über, die ihrerseits mit den biotitreichen, hornblendefreien Mischgneisen (vgl. p. 182) verbunden sind. Nördlich Novaggio wurden Linsen eines reinen *Strahlsteinschiefers* getroffen, in dem neben der Hornblende alle anderen Komponenten gänzlich zurücktreten.

a) Plagioklasamphibolite mit saurem Plagioklas.

Diese Amphibolite bilden konkordante, meist über mehrere 100 m verfolgbare, oft wenig mächtige Einlagerungen in den Mischgneisen (vgl. p. 147). Sie treten durch ihre rostrote Anwitterung und ihren festeren Verband gegenüber den zerblätternden, phyllitischen Mischgneisen in augenfällige Erscheinung.

Das Material zur petrographischen Untersuchung wurde an folgenden Orten geschlagen:

1. Nordwestlich Novaggio auf Höhe 670 m (vgl. Tafel X, Fig. 4).
2. An der Strasse unmittelbar südlich vom Bachübergang, 500 m nördlich Novaggio.
3. Im Anriss dieses Baches auf Höhe 610 m.
4. 500 m südlich Miglieglia auf Höhe 630 m.
5. Im Hauptbach westlich Breno auf Höhe 660 m.
6. Im Bachanriss westlich Punkt 932, südlich Arosio, auf Höhe 750 m (vgl. Tafel XI, Fig. 1).

Die Textur dieser Gesteine ist bedingt durch ein dichtes, grob- bis feinkristallines, körniges oder undeutlich faseriges Gefüge. Auf dem plattigen Hauptbruch erkennt man ein dunkles, divergent strahliges, schwarzgrün glänzendes Hornblendegefüge; der hellere Querbruch, nach dem das Gestein kubisch zerfällt, zeigt eine äusserst feine, gekörnelte oder sprenkelige Streifung. Fast stets sind vereinzelte, kleine Pyritkörnchen zu beobachten.

Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus den Hauptgemengteilen: *Gemeine grüne Hornblende*, *Plagioklas* und wenig *Quarz*, zuweilen ausserdem *Biotit*. Akzessorisch gesellen sich dazu *Apatit*, *Rutil*, *Zoisit*, *Titanit* und als Eisenerze meist reichlich *Ilmenit* oder *Magnetit* und *Pyrit*.

Die Struktur ist rein kristalloblastisch und kann meist als granoblastisch bezeichnet werden. Träger der Schieferung ist die Hornblende, dabei liegt das Orthopinakoid in der Schieferungsebene. Die Hornblende hat Tendenz, kristallographische Umrisse nach den Flächen (010), (100) und (110) zu entwickeln (vgl. Taf. X, Fig. 4). Der Plagioklas bildet mehr oder weniger isometrische Körner. Der spärliche Biotit reichert sich zuweilen in einzelnen streng parallelen Lagen an. Neben diesen kristalloblastischen Typen finden sich zuweilen auch Strukturformen, die an Hornfelse erinnern. Die Hornblende ist nicht so grob kristallin und streng prismatisch und der untergeordnete Biotit weniger leistenförmig entwickelt. Hornblende und Biotit bilden unregelmässigere, kleinschuppige Fetzchen, und öfters ist die Hornblende siebartig von Plagioklaskörnern durchwachsen

(vgl. Tafel XI, Fig. 1). Die Kataklase gelangt stets nur ganz untergeordnet zum Ausdruck: Bisweilen löscht der Plagioklas etwas undulös aus und zeigt die Hornblende mechanische Deformationen.

Die einzelnen Mineralien lassen u. d. M. folgende Eigenschaften erkennen:

Die Kristallisationskraft der *gemeinen grünen Hornblende* gelangt bei dem rein kristalloblastisch struierten Vorkommen 1 an den kleinen Quarz- und Plagioklaseinschlüssen ausgezeichnet zum Ausdruck. Diese Einschlüsse liegen als negative Kriställchen, d. h. mit Hornblendeformen im Wirtmineral und sind scharf begrenzt durch (110), (010) und (100) (vgl. Taf. X, Fig. 4). Der optische Charakter der Hornblende ist positiv, der Pleochroismus: c blaugrün > b gelbgrün > a hellgelbgrün. Zwillingsbildungen nach (100) sind äusserst selten, konnten jedoch bei symmetrischer Auslöschung öfters zur Bestimmung des Winkels $c : c = 19^0$ beigezogen werden.

Der *Plagioklas* schwankt zwischen einem *Albit-Oligoklas* (ca. 15 % An.) und einem *Oligoklas-Andesin* (ca. 35 % An.). Oft ist er unverzwillingt, oft zeigt er Lamellierung nach dem Albit-, seltener zugleich nach dem Periklingesetz. Häufig besitzt er schwache, inverse Zonarstruktur, die sich jedoch nur in geringer, an undulöse Auslöschung erinnernder Schwankung der Auslöschungsschiefe äussert. Meist ist er gänzlich unzersetzt, seltener von Serizitschüppchen durchschwärmt.

Der *Quarz* bildet akzessorisch kleine, rundliche Einschlüsse in Hornblende und Plagioklas; in kleinen, undulös auslöschenden Körnern schiebt er sich zuweilen auch zwischen Plagioklas und Hornblende ein.

In wenigen Schüppchen tritt meist auch *Biotit* auf. Während der Biotit im Granitgneis und im Ganggranit fast immer eine rotbraune und in den Mischgneisen eine rein braune pleochroitische Färbung aufweist, besitzt er hier in den Amphiboliten oft einen Stich ins Olivbraune: c olivbraun > a = b gelblich. Bisweilen ist er in einen bläulichgrünen Pennin mit blauvioletten Interferenzfarben und positivem Charakter der Hauptzone umgewandelt (vgl. p. 211).

Reichlich findet sich ein niederdoppelbrechender *Zoisit*, wie er schon mehrfach erwähnt wurde. Er bildet oft etwas gestreckte und gerundete Körnchen, die meist eine deutliche Quergliederung erkennen lassen.

Der *Apatit* kommt in spärlichen, kleinen, idiomorphen Individuen mit deutlich hexagonalen Umrissen vor. Der häufige

Ilmenit bildet unregelmässige Körner, die randlich den Hornblendeindividuen aufsitzen. Selten ist er von schwachen Leukoxenbildungen begleitet. *Titanit* findet sich in wenigen Fetzchen mit dichter Leukoxenrinde; etwas häufiger ist er im Vorkommen vom Westhang des Cervello (Vork. 6). In sehr spärlichen, dunkelbraungelben, ovalen Körnern wurde in Hornblende eingeschlossener *Rutil* beobachtet. Im reflektierten Licht sind neben den reichlichen Ilmenitkörnchen wenige *Pyrit*fetzchen festzustellen. Bei Vorkommen 6 tritt an Stelle von Ilmenit *Magnetit*, der häufig mit Pyrit verwachsen ist. Auffallend ist die Erscheinung, dass die Akzessorien Zoisit, Titanit und Erze oft nicht gleichmässig verteilt sind, sondern sich in einzelnen Lagen häufen.

β) Plagioklasamphibolite mit basischem Plagioklas.

Diese Amphibolite bilden nicht schichtartig aushaltende Einschaltungen sondern mehr linsige Einlagerungen in den Mischgneisen (vgl. p. 149).

Die petrographische Beschreibung betrifft folgende Vorkommen:

1. In den Bachanrissen südlich Breno ist in kleinen Wasserfällen, auf H. 670 m, ein ausserordentlich zäher, graugrüner Amphibolit erschlossen, der konkordant in den kaum zutage tretenden Mischgneisen steckt.

2. Ein ähnlicher Amphibolit bildet in der Valletta bei Breno, auf H. 830 m, zähe, wenig mächtige Zwischenlagen in schiefrigen Biotit- und Hornblendegneisen.

3. Auch an der Cima Bedeglia bei Novaggio, nördlich vom Schulhaus Curio, auf H. 620 m, ist ein hieher gehörender Amphibolit erschlossen.

Alle diese Vorkommen unterscheiden sich von den zuerst beschriebenen Amphiboliten in einigen Punkten:

Die vorliegenden, graugrünen Amphibolite sind nicht plattig, sondern sie besitzen eine fast massige, ziemlich grobkörnige Textur und sind ausserordentlich zähe.

Die Struktur ist verworren granoblastisch, wobei sich stets intensive *Kataklase* geltend macht. Meist beobachten wir ein eigentliches Gewirre von *Hornblende*, *Biotit*, zersetztem *Plagioklas* und *Quarz*. Eine vollständig ausgereifte kristalloblastische Entwicklung fehlt hier ebenso wie Reliktstrukturen. Hand in Hand mit der Kataklase geht eine *intensive chemische Umwandlung*, die unabhängig ist von der reinen Oberflächenverwitterung. Neben den erwähnten Hauptgemengteilen finden sich akzessorisch:

Titanit, Zoisit, Granat, Apatit, Zirkon, Rutil, Ilmenit, Magnetit und *Pyrit.*

Die kataklastische, in lappige bis buchtige, unregelmässige Splitter zertrümmerte, wirr ineinandergeschobene und siebartig von Quarz durchwachsene *Hornblende* entspricht mineralogisch der Hornblende des schon beschriebenen ersten Amphibolittypus. Zwillinge nach (100) sind hier ziemlich häufig. Oft lässt sich eine *zentrale Bestäubung* beobachten: in unregelmässigen Flecken ist die Hornblende von hochlichtbrechenden, sehr kleinen, ovalen bis runden oder kurz stäbchenförmigen, mikrolithischen Einschlüssen durchschwärmt, die wohl als *Rutil* anzusprechen sind. Möglicherweise sind diese Einschlüsse als Entmischungsprodukte einer titanhaltigen Hornblende oder eines titanhaltigen Augites zu betrachten, wobei der hohe Titangehalt für die eruptive Natur dieser Amphibolite bezeichnend sein könnte. Im Amphibolit von Curio ist die Hornblende zum grossen Teil in Pennin umgewandelt und von sekundären Titanitfetzchen begleitet. Auffallend ist die Erscheinung, dass der Pennin oft *dunkelviolette Interferenzfarben und zugleich positiven Charakter der Hauptzone,* seltener *schmutzig olivbraune Töne und negativen Charakter* besitzt (vgl. p. 186 u. 211).

Der *Plagioklas* ist meist vollständig umgewandelt und zersetzt. Die Umwandlungsprodukte bilden zuweilen geschlossene, wohlindividualisierte, einsprenglingartige Aggregate. Während wir aber bis jetzt meist eine vorwiegend serizitische Umwandlung getroffen haben, finden sich hier als Umwandlungsprodukte neben Nestern kleiner Serizitschüppchen auch unauflösbare, epidotische (klinozoisitische) und calzitische Bildungen, also eher die Zeugen einer saussuritischen Umwandlung.

Ausser diesen grösseren, individualisierten, zersetzten Plagioklasen treten kleinkörnige, von Biotitschüppchen und Hornblendefetzchen durchspickte Plagioklasmassen auf, die nicht chemisch umgewandelt, sondern nur kataklastisch stark verändert sind und zusammen mit untergeordnetem Quarz ein unauflösbares Gemengsel und mörtelartige Züge bilden. Häufig sind diese kleinen Plagioklaskörner unverzwillingt, bisweilen kommen polysynthetische Verwachsungen nach dem Albit-, seltener nach dem Periklingesetz vor. Die Bestimmung ergibt einen *Andesin* mit ca. 50% An.

Der *Biotit* bildet in enger Verbindung mit der Hornblende basal begrenzte Leistchen und häufig kleinste Fetzchen, die zuweilen durch gemeinsame Auslöschung grössere, einheitliche Individuen andeuten. Er besitzt rötlichbraune pleochroitische

Farben. Häufig ist er in Pennin ungewandelt und von sekundären Rutilbildungen begleitet. Durchweg lässt sich die Erscheinung beobachten, dass im Pennin violettblaue Interferenzfarben und positiver Charakter der Hauptzone oder olivbraune Farben und negativer Charakter stets miteinander verknüpft sind (vgl. p. 186, 210).

Der *Quarz* tritt untergeordnet in stark kataklastischen, verzahnten, kleinen Körneraggregaten auf; in kleinen, runden Körnern durchspickt er den Plagioklas und die Hornblende oder deren Umwandlungsprodukte. *Zoisit* findet sich auch hier in rundlichen bis länglichen Körnchen; *Apatit* dagegen in kleinen, wohlbegrenzten Kriställchen. *Zirkon* bildet grössere, meist zertrümmerte Körner, im Amphibolit von Breno auch ansehnliche, gänzlich idiomorphe Kriställchen, deren achtseitiger Querschnitt bis 0,15 mm Durchmesser erreichen kann. Der Zirkon erregt in Biotit, Hornblende und Pennin pleochroitische Höfe. In den zuerst beschriebenen Amphiboliten fehlte Zirkon auffallenderweise gänzlich. *Titanit* bildet oft reichlich sekundäre Körneraggregate und einzelne Fetzen, die im Biotit schwache *pleochroitische Säume* verursachen. Zuweilen sind rundliche bis ovale oder unregelmässige, gelbbraune *Rutil*körner in der Hornblende eingeschlossen. Unregelmässige *Pyrit*körner sind oft von *Ilmenit* umrindet, oft erscheint Ilmenit auch selbständig. Im Amphibolit von Curio wurden ferner spärliche, zuweilen zu einem Haufwerk vereinigte *Granat*körnchen beobachtet.

Interessant ist der Vergleich der erstbeschriebenen Amphibolite mit saurem Plagioklas mit dem zweiten Amphibolittypus, der durch basischen Plagioklas charakterisiert ist. Alle unterscheidenden Merkmale lassen es wahrscheinlich erscheinen, dass sich die beiden Amphibolite nicht nur durch den Grad ihrer kristalloblastischen Entwicklung unterscheiden, sondern dass ihnen verschiedenes Ausgangsmaterial zugrunde liegt; und zwar ist es wahrscheinlich, dass der *zweite Amphybolittypus eruptiver Entstehung* ist, d. h. die Vorkommen wären genetisch vielleicht als diabasische Lagergänge oder konkordant eingefaltete diabasische Tuffdecken zu deuten. Der *erste Amphibolittypus* hingegen mit dem sauren Plagioklas und dem auffälligen Fehlen von Zirkon dürfte eher *sedimentärer Herkunft* sein. Er gehört zur Gruppe der Plagioklasamphibolite, die Grubenmann der Mesostufe zurechnet (vgl. Fussnote 1, p. 162, Lit. cit., p. 199). Als *kristalloblastische Reihe* ergibt sich etwa die Folge: Apatit, Rutil, Titanit, Erze, Biotit, Hornblende, Plagioklas, Quarz.

γ) Hornblendegneise.

Der zuerst beschriebene Amphibolittypus ist petrographisch eng mit *Hornblendegneisen* verknüpft, die durch Hervortreten der hellen Gemengteile, Plagioklas und Quarz, charakterisiert sind. In grösserer Verbreitung sind solche amphibolitische Gneise in den Bachanrissen westlich Breno und in dem Einschnitt der Valletta erschlossen (vgl. p. 149). Das erstere Vorkommen schliesst sich enger den Amphiboliten an als das zweite; dieses zeigt seinerseits nähere Verwandtschaft zu den biotitreichen Plagioklasgneisen.

Diese Hornblendegneise bilden oft nur untergeordnete Einlagerungen, oft mächtigere Schichtfolgen in der grossen Masse der biotitreichen Mischgneise und sind gegen diese unscharf abgegrenzt; in der Valletta treten sie mit ihnen in mehrfache Wechsellagerung. Nirgends erlangen sie gegenüber den biotitreichen Mischgneisen geologische Selbständigkeit.

Petrographisch unterscheiden sie sich von den besprochenen Amphiboliten in folgenden Punkten: die Textur ist ausgesprochen kristallisationsschiefrig, plattig bis blättrig. Infolge des grösseren Plagioklasgehaltes ist der Querbruch heller und zeigt eine feine Streifung heller und dunkler Lagen. Die letzteren treten im Hauptbruche hervor und sind bedingt durch die Hornblende, zu der sich hier stets reichlich Biotit gesellt.

Die Struktur ist rein kristalloblastisch. Das Gestein der Valletta zeigt zudem ausgeprägte Kataklasstrukturen.

Als Hauptgemengteile treten *Hornblende*, *Plagioklas*, *Biotit* und *Quarz* auf; akzessorisch gesellen sich dazu *Titanit*, *Zoisit*, *Apatit*, *Zirkon*, *Rutil*, *Pyrit* und *Magnetit* oder *Ilmenit*.

Die *Hornblende* entspricht derjenigen des Amphibolites mit saurem Plagioklas (vgl. p. 208).

Der *Plagioklas* wird oft zum vorherrschenden Gemengteil. Er erweist sich westlich Breno als *Albit-Oligoklas*, in der Valletta als *Andesin-Oligoklas*, d. h. er zeigt dieselben Schwankungen wie im eigentlichen Amphibolit (vgl. p. 208). Der basischere Typus der Valletta ist meist ziemlich intensiv umgewandelt und von feinschuppigen Serizit- und kleinen Epidotnestern durchschwärmt. Der häufige *Biotit* zeigt keine Besonderheiten (vgl. p. 208). Der *Quarz* wird im Vorkommen der Valletta zu einem Hauptgemengteil und bildet hier grössere, verzahnte Körnerkomplexe. Er durchwächst siebartig die Hornblende. Mit dem Plagioklas bildet er ein ziemlich kleinkörniges, granoblastisches Gefüge, das die Spuren intensiver Kataklase aufweist.

Für *Zoisit*, *Apatit* und *Rutil* gilt das p. 208 u. 209 Mitgeteilte. *Titanit* ist ziemlich reichlich vorhanden und bildet zuweilen sekundäre Aggregate, die Apatitkriställchen und Erzkörnchen einschliessen und im Vorkommen der Valletta namentlich den Biotit begleiten. *Zirkon* tritt in spärlichen, aber ziemlich grossen, rundlichen Körnern auf und verursacht die wenigen pleochroitischen Höfe, die in Hornblende, Biotit und Pennin zu beobachten sind. Als Erze treten vereinzelte *Pyrit*fetzchen, meist mit einem *Magnetit*saum auf. Unregelmässige, eckige *Ilmenit*körner kommen einschlussartig in der Hornblende vor oder begleiten diese randlich. Im Schliff vom Vorkommen westlich Breno hat sich auch auf einer feinen, den ganzen Schliff durchsetzenden Kluft als junge Bildung *Arsenkies* abgesetzt, kenntlich an der grauweissen Reflexfarbe und dem spitzrhombischen Habitus der Querschnitte einzelner Kriställchen.

δ) Der Strahlsteinschiefer nördlich Novaggio.

Im Bachanriss, der sich von der Molino nördlich Novaggio südwestwärts zieht, finden sich bei einer Steilstufe auf Höhe 690 m bis ½ m mächtige, linsenförmige Einlagerungen eines graugrünen, zähen *Strahlsteinschiefers* in Amphiboliten vom ersten Typus. Die einzelnen, hellgefärbten, graugrünen Hornblendefasern reichen von mikroskopischen Dimensionen bis zur Grösse von 1 cm. Sie bilden ein filziges, asbestähnliches, seidenglänzendes Gewebe, das sich faserig zerteilen lässt und sich milde und etwas fettig anfühlt. Die Hornblende liegt meist mit dem Orthopinakoid in der Schieferungsebene und ist dadurch Träger der schwach kristallisationsschiefrigen Textur. Die Struktur ist rein kristalloblastisch. Das Gestein besteht fast ausschliesslich aus nematoblastisch entwickelter *Hornblende*; Akzessorien sind spärlich; erwähnenswert sind einzig *Magnetit* und wenig, von Magnetit umrindeter *Pyrit*. Kataklase gelangt nur untergeordnet zum Ausdruck.

Die *Hornblende* lässt kaum kristallographische Umrisse erkennen; Querschnitte sind bisweilen von den Prismenflächen begrenzt. Hin und wieder sind Zwillinge nach (100) zu beobachten. Zur prismatischen Spaltbarkeit gesellt sich eine unregelmässige Querabsonderung. Die Hornblende ist fast farblos und besitzt höchstens einen blassen, bläulich grünen Schimmer; Pleochroismus lässt sich nicht feststellen. Die Farblosigkeit und die grosse Auslöschungsschiefe: $c : \mathfrak{c} = 18^0$ lassen *Tremolit* erkennen. In den Hornblendeindividuen sind oft unscharf isometrische Kerne zu beobachten, die sich wie beim Amphibolit-

typus 2 durch eine graubraune, intensive *Bestäubung* auszeichnen. Hier ist jedoch diese Bestäubung nicht wolkig, sondern vornehmlich in streng parallelen Streifen angeordnet, die zudem noch von gestreckten Zügen feiner dunkler Mikrolithen begleitet sind. Zuweilen fehlt die braune streifige Bestäubung, und es sind nur die scharfen, parallelen Ketten von stäbchen- bis körnchenförmigen Einschlüssen zu erkennen. Diese erweisen sich als *Erzbildungen* und zum Teil als durchsichtige, hochlichtbrechende *Rutilkörnchen*. Die Streifung lässt sich nicht zu einer kristallographischen Richtung der Hornblende in Beziehung bringen, und der ganze bestäubte Komplex ist gleichfalls unabhängig von den Umrissen der Hornblende. Daher kann es sich nicht um Entmischungsprodukte der vorliegenden Hornblende handeln, sondern es liegt näher, anzunehmen, dass Relikte einer verschwundenen Mineralgeneration vorliegen: zuweilen deutet die Anordnung der Interpositionen auf Pyroxenspaltbarkeit hin. Pyroxenreste selbst wurden allerdings nicht beobachtet.

Zur genetischen Deutung dieser räumlich engbegrenzten, linsenartigen, konkordanten Einschaltungen in die normalen Amphibolite, bieten sich kaum die notwendigen Anhaltspunkte. Wahrscheinlich sind sie als Umwandlungsprodukte eingelagerter basischer Eruptivgesteine zu betrachten.

II. Die permischen Gang- und Ergussgesteine.

Die zwischen Lugano und Val-Sesia mächtig entwickelten permischen Porphyre und Porphyrtuffe greifen auch in unser Gebiet über. Und zwar erscheinen diese Eruptivgesteine einerseits in dem kleinen *Erosionsrelikt von Arosio* und andererseits in mehreren die Gneise des Malcantone durchsetzenden *Gängen*.

Einen vorläufigen Abschluss der petrographischen Untersuchung der grossen südlichen Porphyrmassen brachten im Jahre 1882 die Arbeit T. Harada's „Über das Luganer Eruptivgebiet" (Lit. 23) und für das sich westwärts anschliessende Gebiet die Untersuchungen von M. Kaech über das „Porphyrgebiet zwischen Lago Maggiore und Valsesia" (Lit. 44) aus dem Jahre 1903. In den beiden Arbeiten findet sich auch ein kurzer Überblick der bis dahin erfolgten petrographischen Untersuchungen. Meine petrographische Untersuchung betrifft folgende Vorkommen:

1. Die Porphyrtuffe von Arosio,
2. den Porphyritgang nördlich von Novaggio,
3. die Porphyritgänge zwischen Ponte Tresa und Pura und
4. den Olivindiabasgang westlich Novaggio.

1. Die Porphyrtuffe von Arosio.

Das auf Blatt XXIV der geologischen Karte der Schweiz 1 : 100000 dargestellte porphyrische Erosionsrelikt, südlich Arosio (vgl. p. 154), wird in der Literatur öfters erwähnt: Gümbel (Lit. 22, p. 574) kannte das Gestein aus dem Bachschutt der Vallone, südwestlich Gravesano und bezeichnet es als „roten bis bläulich-roten und gelblichen, pechsteinartig ausgebildeten Porphyr". Er liess durch Ad. Schwager das Gestein analysieren (Lit. 22, p. 589):

Kieselerde	76,40
Tonerde	12,00
Eisenoxyd	1,25
Kalkerde	0,25
Bittererde	0,75
Kali	4,00
Natron	2,00
Wasser und Glühverlust	2,25
	98,90

Harada betrachtet das Gestein als „felsophyrisch oder vitrophyrisch entwickelten roten Porphyr am äussersten Rand der Ergussmasse" (Lit. 23, p. 35)." Taramelli geht auf die petrographische Charakteristik des Gesteins nicht ein und bezeichnet es beiläufig als einen glasigen, violetten Porphyr (Lit. 21, p. 134). Escher hat richtig erkannt, dass 2 Gesteinstypen zu unterscheiden sind: er unterscheidet den seit langem bekannten roten „Quarzporphyr" und diesen unterlagernde Porphyrtuffe (Lit. 52, p. 171). Eine mikroskopische Untersuchung der betreffenden Gesteine ist hingegen meines Wissens noch nie ausgeführt worden. Sie ergibt, dass auch das felsophyrische oder pechsteinähnliche, rote bis violette Gestein nicht als „Quarzporphyr" sondern als *silifizierter Tuff* zu betrachten ist.

a) Der silifizierte Quarzporphyrtuff.

Das massige, harte und splitterige Gestein besitzt fleisch- bis ziegelrote, in einzelnen, unregelmässigen Partien infolge Pigmentanreicherung dunkel-violette Färbung und einen rauhen, scharfkantigen, splitterigen bis körneligen Bruch. Es ist durchschwärmt von mikroskopischen, bis 1 cm grossen, schaumigen Porenräumen und lässt keine Einsprenglinge erkennen. Es scheint gänzlich homogen entwickelt zu sein; demgemäss besitzt auch

die rötlichbraune Anwitterungsfläche meist eine glatte und gleichmässige Rundung.

Auch u. d. M. sind keine echten Einsprenglinge zu beobachten. In einem fast submikroskopischen, grundmassenartigen Gewebe sind unregelmässige, sehr feinkörnige Quarzzüge und etwas gröbere, sekundäre Quarzaggregate zu erkennen. Ganz vereinzelt finden sich fremdartige Gesteinseinschlüsse.

Das kryptokristalline, nicht auflösbare *Grundgewebe* ist rot pigmentiert und begrenzt mit nierigen, etwas dunkleren Vorbuchtungen die kleinen Poren. Das feine Mineralgefüge ist fast glasartig entwickelt, zeigt aber zwischen gekreuzten Nicols eine schwache, feinkörnelige Aufhellung. Die Verteilung des Pigmentes und die Feinheit des Kornes wechseln undeutlich in gekrümmten Scherben; dadurch kommen Strukturen zustande, die als durch die Silifizierung verdeckte *Aschenstrukturen* zu deuten sind.

Der *Quarz* durchsetzt und durchdringt das ganze Gestein. Er setzt das grundmassenartige Gewebe zusammen und bildet neben den schon genannten, unscharf begrenzten, etwas gröberen, undulös auslöschenden und verzahnten Partien ein äusserst feinkörniges Gewebe, das zuweilen randlich die gröberen Aggregate begleitet, oft auch sich maschenartig durch den Schliff zieht und bisweilen kreisartig die kleinen Porenräume umgibt. Selten tritt der Quarz in Form einzelner grösserer Scherben auf. Immer ist er reichlich von mikrolithischen, unbestimmbaren Einschlüssen durchstäubt, und häufig sind die Quarzaggregate von limmonitischen Infiltrationen durchzogen.

Die Na_2O- und K_2O-Werte der Analyse deuten auf die Gegenwart von Feldspat; dieser liess sich jedoch mikroskopisch nicht feststellen.

Unter den spärlichen, meist schwer erkennbaren Einschlüssen wurden öfters gerundete oder längliche *Zirkonkörner* beobachtet; bisweilen sind sie zu mehreren gehäuft und begleiten teilweise in Leukoxen umgewandelte *Titanit*körner. Fleckige oder splitterartige, durch Pigmentanreicherung dünkler gefärbte Partien des Grundgewebes sind wohl als *Relikte fremder Gesteinseinschlüsse* anzusprechen. Der gleiche Charakter kommt unregelmässigen Aggregaten zu, die sich aus Ilmenitleistchen mit Leukoxenrinde, Quarzkörnchen und feinen, unkenntlichen, grünlichen Mineralkörnchen zusammensetzen. *Ilmenit*, dick von Leukoxen umrindet, tritt auch in grösseren Körnern selbständig auf. Einzelne der schon erwähnten körneligen Quarzaggregate lassen durch die deutliche, wenn auch unregelmässige Umgrenzung zuweilen auf Einschlüsse fremder Natur schliessen.

Der Mangel an echten Einsprenglingen, der Mangel einer Grundmassenstruktur, die Heterogenität der Einschlüsse, die Aschenstruktur usw. lassen im vorliegenden Gestein einen *Tuff* erkennen, der durch hochgradige *Silifizierung* allerdings eine dichte, pechsteinähnliche Textur erhalten hat.

In der oben zitierten Analyse Gümbels ist vor allem der SiO_2-Reichtum auffallend. Von den 9 von Gümbel und Harada zitierten Analysen der „roten Porphyre" aus der Umgebung von Lugano ist unser Gestein mit seinen 76,40% weitaus das kieselsäurereichste. Makroskopisch entspricht es vollständig dem von Harada (Lit. 23, p. 48) und Schmidt und Steinmann (Lit. 27, p. 12) erwähnten *Quarzporphyrtuff von Grantola.* Offenbar bezieht sich die von Taramelli gegebene Analyse eines „Resinite di Grantola" (Lit. 21, Anhang p. 14) auf dieses Gestein, denn auch hier begegnen wir dem abnorm hohen SiO_2-Gehalt von 76,20%. Auch mit verschiedenen Typen der mir zur Verfügung stehenden Kaech'schen Gesteins- und Dünnschliffsammlung herrscht in mancher Beziehung gute Übereinstimmung (vgl. Lit. 44). Es sei noch erwähnt, dass unser Tuff enge Verwandtschaft zeigt mit einzelnen Typen der von Cohen beschriebenen *silifizierten Tuffe des Ölberges im Odenwald*; jene sind oft noch dichter und homogener und ihr SiO_2-Gehalt steigt von 75,65% bis auf 82,47%[1]). Auffallend ist auch die Ähnlichkeit zu dem von Williams beschriebenen *silifizierten Porphyrtuff des Kesselberges* (Tryberg im Schwarzwald)[2]).

b) Die quarzporphyrische Tuffbreccie.

Der eben beschriebene, silifizierte Quarzporphyrtuff wird südlich Arosio von einer lockeren, krümelig zerbröckelnden *Tuffbreccie* unterlagert (vgl. Taf. XI, Fig. 2). Diese lässt in einem dunkelvioletten bis schokoladebraunen, grundmassenartigen Teig zahlreiche Splitterchen und seltener bis 2 cm grosse Mineral- und Gesteinsbrocken erkennen. Daneben finden sich besonders reichlich kleine, sich als Plagioklas erweisende Einschlüsse, die durch limmonitische Ausscheidungen hell—ziegelrot gefärbt sind und dem Gestein ein gesprenkeltes Aussehen erteilen. Unter den Gesteinsbrocken sind leicht die Glieder der kristallinen Schiefer der Umgebung von Arosio zu erkennen: Hornfelse, Quarzite, Amphibolite u. a.

[1]) E. Cohen: Die zur Dyas gehörenden Gesteine des südlichen Odenwaldes. Heidelberg 1871.

[2]) G. H. Williams: Die Eruptivgesteine der Gegend von Tryberg im Schwarzwald. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil. Bd. II. 1883.

Die Textur ist massig; nur undeutlich lässt sich eine lagige Absonderung feststellen. Diese kann durch Einschaltung etwas silifizierter, kompakterer, bis 10 cm mächtiger Zwischenlagen hervortreten, wie das in dem Aufschluss am Fussweg, unmittelbar südwestlich Viona der Fall ist.

U. d. M. zeigt das grundmassenartige Gewebe Ähnlichkeit mit demjenigen des silifizierten Tuffes. Die Aschenstruktur ist hier jedoch deutlicher, und der Pigmentierung liegt weniger Limmonit, sondern mehr eine dunkle graphitähnliche Substanz zugrunde. Auffallend ist aber vor allem der Reichtum an Einschlüssen, der das Gestein als Tuffbreccie charakterisiert. Eine geringe Silifizierung äussert sich auch hier im Auftreten von vereinzelten Zügen und Nestern jener feinkörnigen, oben beschriebenen Quarzaggregate.

Unter den stark korrodierten Einschlüssen treten am häufigsten zersetzter Plagioklas und etwas spärlicher Orthoklas und Quarz auf. Ziemlich häufig finden sich meist protoklastisch verbogene und korrodierte Leisten eines sehr dunkeln Biotites mit fast schwarzen und olivbraunen pleochroitischen Farben.

Selten sind kleine Apatitkörnchen zu erkennen. Die zahlreichen, verschiedenartigen Einschlüsse von exogenem Charakter erscheinen als feinkörnige Mineralaggregate, welche die primäre Natur des Einschlusses meist nicht mehr feststellen lassen. Immerhin lässt sich erkennen, dass in ihnen meist unbestimmbare Gesteins- und nicht Mineraleinschlüsse vorliegen. Von besonderer Wichtigkeit ist indessen die Tatsache, dass unter diesen Einschlüssen des vorliegenden typischen Tuffes u. a. auch diejenigen wiederkehren, die wir im silifizierten Typus getroffen haben; damit liefern sie einen weiteren Beweis von der tuffogenen Natur des letzteren.

Dieses den roten, silifizierten Tuff unterlagernde Gestein wurde erstmals von Escher erwähnt (Lit. 52, p. 171). Nach ihm entspricht es vollkommen den 50 m oberhalb der Fussbrücke hinter den Seidenfabriken von Creva bei Luino anstehenden Tuffen. Ich fand ausserdem auffällige Übereinstimmung mit gewissen Typen quarzporphyrischer Tuffbreccien, die Kaech aus dem Gebiet zwischen Iselle und Maggiora und vom Sasso Bianco nördlich Grignasco beschrieben hat (Lit. 44, p. 153). Auch hier bildet der bröckelige Tuff „das Liegende von verquarzten und veränderten Tuffbreccien".

2. *Der Quarzporphyritgang nördlich Novaggio.*

Nördlich Novaggio tritt an 3 Orten ein *Quarzporphyritgang* zutage: an der Strasse 1 km nördlich Novaggio, südlich Miglieglia (Coste dei Fonti) und südöstlich Miglieglia (Gattino). Ich nehme an, dass die 3 Vorkommen derselben Gangzone angehören (vgl. p. 148). Das stets stark zersetzte Gestein ist in dem durch den Strassenbau nördlich Novaggio künstlich geschaffenen Aufschluss am frischesten (vgl. Taf. XI, Fig. 3).

Der zähe, dunkle, grünlichgrauschwarze Porphyrit besitzt eine feinkörnige, fast dichte, massige Textur mit muschelig bis splitterigem oder mehr körneligem Bruch. Das Gestein zerfällt bei der Verwitterung kubisch oder etwas plattig und besitzt eine dunkelbraune, oft etwas poröse Verwitterungsrinde. Als Einsprenglinge sind makroskopisch stenglige oder meist isometrische, sehr kleine bis 1 cm grosse, weisse oder blassrote Feldspäte zu erkennen, deren mattes und fleckiges Aussehen auf starke Zersetzung schliessen lässt.

U. d. M. erweist sich die Struktur aller Vorkommen als holokristallin-porphyrisch. Die spärlichen Einsprenglinge werden gebildet durch isometrische und kurz leistenförmige *Calcit-Pseudomorphosen nach Plagioklas*, unregelmässig korrodierte Calcitkörner, *Quarzkörner* und durch *calcitische bis chloritische Zersetzungsmassen dunkler Gemengteile*, unter denen Biotit noch kenntlich ist. Dazu gesellen sich wenige, dick von Leukoxen umrindete *Ilmenit*körner und einige *Titanit*- und *Apatit*kriställchen.

Die holokristalline Grundmasse ist bei Vorkommen 1 äusserst feinkörnig und beinahe kryptokristallin. Eine primäre, wahrscheinlich vorhandene Glasbasis ist natürlich nicht mehr zu beobachten. In dem etwas gröberen Vorkommen 2 sind zuweilen undeutliche Relikte ophitischer Strukturen zu erkennen.

Die *Calcitpseudomorphosen nach Plagioklas* werden selten von einem einzigen Calcitindividuum mit einheitlicher Auslöschung und durchgehender Zwillingslamellierung nach $(01\bar{1}2)$ gebildet; häufiger vereinigen sich mehrere Körner zu einem Calcitaggregat, wobei die Anordnung der Calcitindividuen undeutlich dem Zwillingsbau des Plagioklases entspricht. Oft ist die Calcitisierung unvollständig, und zum Calcit gesellen sich feinschuppige, chloritische, seltener kaolinische Nester. Bei der starken Zersetzung unzuverlässige Messungen an erhaltenen Plagioklasresten ergeben eine maximale Auslöschungsschiefe von 19°, entsprechend einem sauren Andesin (?).

Die *Quarzeinsprenglinge* stellen sich als rundliche oder lappig korrodierte oder polygonale Körner dar, die selten randlich kataklastisch etwas zertrümmert sind. Sie sind von zahlreichen Bahnen dicht gehäufter Flüssigkeitseinschlüsse durchzogen.

Die spärlichen, einsprenglingsartigen *Biotit*schüppchen sind zum Teil in Pennin, der von Leukoxenbildungen begleitet wird, umgewandelt, zum Teil der allgemeinen Calcitisierung anheimgefallen; selten sind noch dunkelbraune und hellbraungelbe pleochroitische Farben zu erkennen.

Andere, *femischen Einsprenglingen entsprechende* Umwandlungsprodukte sind spärlich. Sie bestehen vorwiegend aus Chlorit und Erzbildungen, seltener auch aus Quarz. In einem Fall lässt ein solches Mineralaggregat noch deutlich einen Zwillingsbau des ihm zu Grunde liegenden, primären Minerales, in dem ich eine Hornblende vermute, erkennen; randlich ist das Mineralaggregat von einem breiten, körneligen Resorptionssaum umgeben, in dem sich im chloritischen Substrat reichlich sehr kleine Erzkörnchen häufen.

Unter den Erzkörnern sind rundliche oder isometrische *Ilmenit*körner, die meist von einer dicken Leukoxenschicht umrindet sind, zu erwähnen. *Magnetit* fehlt fast ganz, mit ihm auch limmonitische Zersetzungsprodukte. Schon Kaech hat darauf hingewiesen, dass die graugrünen Porphyrite ilmenitführend sind, während die braunen Gesteine ihre Färbung der limmonitischen Zersetzung des Magnetites verdanken (Lit. 44, p. 63). Ebenfalls von einer Leukoxenrinde überzogen sind einsprenglingsartige, dunkelbraune *Titanit*körnchen. Akzessorisch treten ferner spärlich rundliche *Apatit*körnchen auf.

Das beinahe kryptokristalline Grundmassengefüge besteht bei Vorkommen 1 aus einem kaum auflösbaren Gewirr sekundärer Feldspatfetzchen, kleiner, körneliger Calcitaggregätchen und einer Unmenge sehr kleiner, grüner Nädelchen, deren Auslöschungsschiefe in günstigen Fällen zu etwa 15° bestimmt wurde, was für Hornblende spricht. Dazu gesellen sich reichlich feinste Erzkörnchen (Ilmenit), Leukoxenflöckchen und andere nicht eindeutig bestimmbare Mineralkomponenten. Bei Vorkommen 2 ist die Grundmasse etwas abweichend und unregelmässig entwickelt. Sie bildet einerseits ein kaum auflösbares, feinfilziges Gewebe, andererseits ist sie etwas gröber und die Elemente des Filzes erweisen sich deutlich als Plagioklasleistchen, die die Träger einer wenig ausgeprägten, ophitischen Struktur darstellen. Die grünliche Färbung der Grundmasse ist bedingt durch eine chloritische Komponente, die, wie bei Vorkommen 1, in feinen Stengelchen

die ganze Grundmasse durchschwärmt und wohl pseudomorph nach einem dunklen Gemengteil, wahrscheinlich nach den in Vorkommen 1 vermuteten Hornblendenädelchen, auftritt. Überall sind auch hier Calcitnester und Ilmenitkörnchen mit weisser Leukoxenrinde eingestreut. Untergeordnet tritt hier auch Magnetit in starker limmonitischer Zersetzung auf, womit die mehr bräunliche Gesteinsfärbung erklärt ist.

Bei dem durch die starke Umwandlung erschwerten Vergleich unseres Gesteins mit den von Kaech und Harada beschriebenen Porphyriten ist darauf hinzuweisen, dass unser Quarzporphyrit grössere Verwandtschaft hat mit den Typen des Luganer Gebietes als mit den von Kaech untersuchten Gesteinen zwischen Lago Maggiore und Val-Sesia. Nach Harada haben die Luganer-Porphyrite allerdings meist Deckenform; Gänge im Glimmerschiefer, die den unsrigen entsprechen würden, sind nur von Morcote bekannt (vgl. Lit. 23, p. 9). Kaech weist darauf hin, dass, im Gegensatz zu den Luganer-Porphyriten, die meisten der von ihm beschriebenen Gesteine frei von eingesprengtem Quarz sind (Lit. 44, p. 58). Der sich bei der Durchsicht des Kaech'schen Dünnschliffmateriales vor allem geltend machende Unterschied besteht in der auffälligen Spärlichkeit der Einsprenglinge unseres Porphyrites gegenüber seinen Typen.

Unsere Porphyrite zeigen auch Anklänge an die von Melzi beschriebenen Gangporphyrite der nördlichen Catena orobica im Abschnitt von Berbenno-Aprica. Die Porphyrite scheinen hier sowohl in der Einsprenglings- als auch in der Grundmassengeneration reichlich Hornblende und Plagioklas zu führen, Quarz und Biotit sind spärlich; die Gesteinstypen sind auch hier viel einsprenglingsreicher als unsere Vorkommen (vgl. Lit. 33).

3. Die Porphyritgänge zwischen Ponte Tresa und Pura.

Am Süd- und Südosthang des M. Mondini wurden Porphyritgänge an 4 Orten getroffen (vgl. p. 141):

1. In einem Fussweg auf Höhe 440 m, südöstlich P. 502, nördlich Ponte Tresa.

2. Im Steinbruch 500 m südwestlich P. 374, am Weg nach Ponte Tresa.

3. Im Bachanriss auf Höhe 415 m, nordöstlich vom genannten Steinbruch.

4. In einem kleinen Bachanriss 400 m südlich Pura; hier wurden 2 Porphyritgänge beobachtet.

Bei Vorkommen 2 — wie auch am Porphyritgang an der Strasse nördlich Novaggio — lässt sich sehr schön erkennen, dass sich die Kontaktwirkung dieser porphyritischen Gänge auf eine mechanische und wohl auch schwach kaustische Wirkung beschränkt, die höchstens wenige Zentimeter weit reicht. Der Granit ist im Kontakt etwas brecciös und senkrecht zur Kontaktfläche gepresst (vgl. Lit. 36 und Lit. 44, p. 147).

Das graugrüne, zähe und dichte oder feinkörnige Gestein ist stark zersetzt und zerfällt in meist kubische, von einer etwas porösen, gelb-rotbraunen Verwitterungsrinde umgebene Stücke. Makroskopisch sind öfters reichlich kleine, undeutliche, hellere Einsprenglinge zu beobachten, die sich leicht als calcitische Pseudomorphosen erkennen lassen. Andere eingesprengte Körner sind grün und erweisen sich als Chlorit. Das intensiv zersetzte Vorkommen 2 fällt besonders durch die Führung bis 1 cm grosser, oft etwas linsiger Calcitnester auf. Vorkommen 4 besitzt dagegen sehr kleine bis 2 cm grosse, runde, vornehmlich aus Calcit bestehende Mandeln, die sich zuweilen zu eigentlichen *Mandelstrukturen* häufen. Infolge der intensiven Umwandlung erlaubt die mikroskopische Untersuchung kaum eine einwandfreie Deutung der Gesteinstypen.

Vorkommen 1: In einer ziemlich groben, primär wohl hypokristallinen, nunmehr natürlich gänzlich entglasten, *intersertalen* Grundmasse liegen die nicht besonders reichlichen Einsprenglinge. Immerhin sind sie zahlreicher als im Quarzporphyrit nördlich Novaggio. Sie werden vornehmlich aus feinschuppigen Serizitpseudomorphosen gebildet, in welche grössere, nach $(01\bar{1}2)$ verzwillingte Fetzen und Nester von Calcit eingelagert sind. Zuweilen sind in die Serizit-Calcit-Aggregate einzelne kleinere und grössere Epidotnester und einzelne Penninschuppen eingestreut. Diesen oft leistenförmigen, meist aber unscharf begrenzten Einsprenglings-Pseudomorphosen dürfte ein Plagioklas zugrunde liegen. Einzelne chloritreiche, eingesprengte Pseudomorphosen scheinen aus dunklen Gemengteilen, Augit oder Hornblende, entstanden zu sein. Sehr spärlich finden sich körnelige, wohl sekundäre Quarznester, die in schwachen Zahnstrukturen die Spuren einer Umkristallisation zeigen.

Die intersertale Grundmasse setzt sich aus einem richtungslosen Gewirr von Plagioklasleistchen und einer Zwischenklemmungsmasse zusammen, die aus einem unauflösbaren Gemengsel calcitischer, chloritischer und auch serizitischer Umwandlungsprodukte besteht; sie ist durchschwärmt von sekundären Titanit-

flöckchen, die stets von einer dicken Leukoxenrinde überzogen sind. Die Leistchen des Grundmassenfeldspates sind um die Einsprenglinge oft etwas fluidal angeordnet, so dass ein *trachytoider Habitus* der Grundmassenstruktur zur Entwicklung gelangt. Trotz intensiver, calcitischer und serizitischer Umwandlung lassen die Plagioklasleistchen häufig *skelettogene Ausbildung* erkennen dabei sind sie meist rahmenartig entwickelt und umschliessen in schmalen Spalten eine niederlicht- und -doppelbrechende, körnelige Füllmasse, die vornehmlich aus einem Chlorit besteht, der wohl einer eingeschlossenen Glasbasis entstammt. Dieser Grundmassen-Plagioklas lässt deutlichen Zwillingsbau nach dem Albitgesetz, zuweilen auch zugleich nach dem Karlsbadergesetz beobachten. Nach der öfters zu beobachtenden Auslöschungsschiefe dürfte ein *Andesin* vorliegen.

Vorkommen 2 lässt noch intensivere Zersetzung erkennen als Vorkommen 1. Die Einsprenglinge sind hier ebenso zahlreich. Sie stellen meist vollständig serizitisierte, kristallographisch an Plagioklas erinnernde Leisten dar. Andere etwas gedrungene und polygonal umgrenzte Einsprenglinge sind in fast reine Calcitaggregate übergegangen; sie dürften, ebenso wie grössere, einsprenglingsartige Chloritmassen, dunkeln Gemengteilen entstammen.

Die *intersertale* Struktur der ehemals plagioklasreichen Grundmasse ist nur noch undeutlich zu erkennen. Auffallend ist auch hier die Neigung zu *fluidalen* und *trachytoiden* Grundmassenstrukturen im nächsten Umkreis grösserer Einsprenglinge und Calcitmandeln. Das Fehlen solcher Strukturen um einsprenglingsartige Quarznester deutet darauf hin, dass dieser Quarz sekundärer Natur ist. In der ganzen Grundmasse sind in das vorherrschende Calcit-Serizitgemengsel reichlich sekundäre, oft zu verzahnten Aggregätchen vereinigte Quarzkörnchen eingestreut, wie sie beim Vorkommen 1 nur spärlich beobachtet wurden. Selten kommen in dieser silifizierten Grundmasse auch Chloritfetzchen vor; häufig finden sich dagegen, wie bei Vorkommen 1, sekundäre, dick von Leukoxen umrindete Titanitflöckchen.

Die *Mandeln* bestehen vollständig aus einem grobkörnigen Calcitaggregat, zu dem sich spärlich einzelne Quarzfetzchen gesellen. Ein limmonitisches Pigment lässt eine undeutlich schalige Struktur der kugeligen bis nierigen Mandeln erkennen.

Vorkommen 3 ist stark zersetzt, wenn auch weniger als Vorkommen 1 und 2.

Unter den ziemlich zahlreichen Einsprenglingen ist vornehmlich Plagioklas zu erwähnen. Trotz weitgehender Serizitisierung lassen die leistenförmigen Individuen polysynthetische Zwillingslamellierung nach dem Albit-, oft auch nach dem Karlsbadergesetz erkennen, seltener sind Verwachsungen nach dem Periklingesetz zu beobachten. Er erweist sich als *Labradorit* mit 55–60% An. Oft beschränkt sich die Serizitisierung auf einen ziemlich scharf umgrenzten, etwas basischeren und deshalb leichter zersetzbaren Kern.

Die primäre Natur der übrigen chloritisierten Einsprenglinge ist nicht sicher festzustellen. Ziemlich häufig sind Chloritindividuen, deren lamellöser Bau, deren schuppen- oder leistenförmige, an den Enden ausgefranste Umrisse und deren protoklastische Zerknitterungsformen auf einen *Biotit* deuten. Meist sind diese Pseudomorphosen von limmonitischen Zersetzungsprodukten, Rutilnädelchen und Titanit- bzw. Leukoxenbildungen begleitet. In basalen Schnitten lassen sich auch wohlentwickelte, sagenitische Rutilverwachsungen beobachten. Anderen Chlorit-Pseudomorphosen dürfte ein *Augit* zugrunde liegen. Nicht nur die Kristallform und der Mangel lamellöser Struktur, sondern auch die intensive Durchsiebung mit rundlichen oder lappigen Quarzkörnern unterscheidet diese Pseudomorphosen von den ersteren. Zudem sind diese augitischen Pseudomorphosen stets von Ilmenitkriställchen begleitet; letztere sind von Leukoxen dick überkrustet.

Namentlich die Grundmasse erweist sich als stark verändert und lässt hier kaum die primären Strukturverhältnisse erkennen. Die Umwandlung beruht, wie bei Vorkommen 2, hauptsächlich auf einer weitgehenden *Silifizierung*. In einzelnen Partien lässt sich im Dünnschliff eine *Sphärolithstruktur* beobachten. Die einzelnen kleinen Sphärolithen werden vornehmlich von radialfaserigem Calcit, oft — namentlich zentral — auch von Quarz gebildet und sind häufig von einer Chlorithülle und einer äussersten Quarzhülle konzentrisch umrindet. Im übrigen stellt die Grundmasse ein unauflösbares Gemengsel von zahllosen, kleinen, lappig ausgreifenden Fetzchen eines sekundären Quarzes, von häufigen, kleinen und grösseren Calcitnestern und spärlichen Chlorit- und Serizitschüppchen dar; letztere zeigen zuweilen eine undeutliche, feine intersertale Anordnung. Dieses Mineralgemenge wird zudem von Limmonit- und Titanit- resp. Leukoxenfetzchen durchflockt.

Unter den Akzessorien sind *Zirkon*körnchen zu erwähnen, die im Chlorit von deutlichen pleochroitischen Höfen begleitet

sind, welche ich als Relikte solcher Höfe im ehemaligen Biotit oder Augit betrachte. Reichlicher als Zirkon finden sich *Apatit*-säulchen. Neben dem erwähnten, in der Hauptsache sekundären *Ilmenit*, treten einige *Pyrit*fetzchen mit *Magnetit*rinde auf.

Nach dem Befund der mikroskopischen Untersuchung dürfen wir, trotz der weitgehenden Umwandlung des primären Mineralbestandes, das vorliegende Gestein als *biotitreichen Augit-Labrador-Porphyrit* ansprechen.

Vorkommen 4 zeigt grosse Ähnlichkeit mit dem stark zersetzten Vorkommen 2. Als Einsprenglinge finden sich unscharf begrenzte, vornehmlich aus Serizit bestehende, zuweilen unvollständige Pseudomorphosen nach Plagioklas, und ebenso vorwiegend calcitische oder vorwiegend chloritische Zersetzungsmassen, die auf dunkle Gemengteile deuten. Sehr schön lässt sich beobachten, dass auch der Chlorit allmählich durch Calcit verdrängt wird.

Die *intersertale Grundmassen*-Struktur ist gerade noch zu erkennen. Chlorit als Umwandlungsprodukt dunkler Grundmassengemengteile ist hier etwas reichlicher vorhanden; sonst finden wir die bei Vorkommen 2 beschriebenen Verhältnisse. Auch hier macht sich eine deutliche *Silifizierung* bemerkbar, und auch hier ist die *reichliche Titanitführung* auffallend.

Die im Handstück häufig zu beobachtenden, runden oder linsenförmigen *Mandeln* stellen sich u. d. M. als grobkörnige Calcitnester mit spärlichem Quarz dar, wobei diese Mandeln wieder von einer trachytoiden Grundmasse fluidal umgeben sind.

Die Porphyrite zwischen Ponte Tresa und Pura sind durch eine plagioklasreiche, intersertale Grundmasse ausgezeichnet und besitzen zuweilen Mandelstrukturen. Als Einsprenglinge führen sie namentlich Plagioklas (Labradorit) und spärlich Biotit und Augit; die beiden letzteren nur in chloritischen bis calcitischen Pseudomorphosen. Auffallend ist eine starke Silifizierung einzelner Vorkommen und ebenso eine ausserordentlich reiche Titanitführung. Primärquarz und Hornblende wurden nicht festgestellt. H. Preiswerk beschreibt als „Dioritporphyrit" ein ähnliches, durch Titanitreichtum ausgezeichnetes Ganggestein aus der Valle Canobbina bei Canobbio am Lago Maggiore[1]). Auch zu den von M. Kaech beschriebenen Typen südwestlich vom Lago Maggiore zeigen unsere Gesteine im allgemeinen Fehlen

[1]) H. Preiswerk: Malchite und Vintlite im „Strona" und „Sesiagneis" (Piemont). Festschr. Rosenbusch, p. 331. Stuttgart. 1906.

von Hornblende und Quarz gewisse Ähnlichkeiten (Lit. 44, p. 57). Dagegen besitzen sie — im Gegensatz zum Porphyrit nördl. Novaggio — keine grosse Verwandtschaft zu den Porphyriten des Luganersees (vgl. Harada, Lit. 23, p. 8 und C. Schmidt, Lit. 27, p. 9), die, ebenso wie die von Melzi beschriebenen Porphyrite der Catena orobica settentrionale (Lit. 33, p. 6) fast immer reichlich Hornblende und oft auch Quarz führen.

4. Der Olivindiabasgang westlich Novaggio.

Der dunkle, grünliche bis bläulichgraue *Olivindiabas* (vgl. p. 148) ist sehr hart und zähe, feinkörnig und durchaus massig; längs unregelmässigen Klüften besitzt er eine bis 1 cm mächtige, schmutzig-braune Verwitterungsrinde, in welcher von limmonitischen Umwandlungsprodukten erfüllte, kleine Poren auffallen. Auch im frischeren, dichten Gestein sind kleine, selten mehr als ½ mm grosse Einsprenglinge, die diesen Poren entsprechen, als stark zersetzte, daher rostrote Punkte zu sehen. Die Grundmasse lässt schon mit der Lupe ein äusserst feinfilziges Gerüstwerk kleiner, weisser Plagioklasleisten beobachten.

Die Einsprenglinge des holokristallin-porphyrischen Gesteines (vgl. Taf. XI, Fig. 4) sind sämtlich in körnige Calcitaggregate übergegangen. Meist geben sie sich jedoch durch die gut erhaltene Kristallform und vornehmlich durch die erhaltene typische Maschenstruktur als *Calcitpseudomorphosen nach Olivin* zu erkennen. Diese sind durchstäubt und durchschwärmt von Körnchen und Kriställchen von Magnetit, die sich namentlich randlich und längs den Maschen häufen und meist von Limmonit umrindet sind. Häufig sind sie in undeutlichen, enggescharten, parallelen Zügen angeordnet, die besonders gegen den Rand der Pseudomorphosen gut entwickelt sind, und die offenbar der Olivinspaltbarkeit nach (010) entsprechen. Selten sind in den Magnetitsäumen auch kleine Pyritkörnchen eingestreut. Hie und da beteiligt sich auch etwas Chlorit an den calcitischen Pseudomorphosen. Wenige, magnetitarme, einsprenglingsartige Calcitpseudomorphosen dürften aus einem *basischen Feldspat* entstanden sein. Rundliche, schuppige oder faserige Penninaggregate sind wohl als Umwandlungsprodukte einer vollständig verschwundenen Mineralart zu deuten.

Die Grundmasse erweist sich als typisch *intersertal*. Nach allen Richtungen liegen, ein wirres Gerüstwerk bildend, kleine Feldspatleistchen in einer allotriomorphen, chloritischen Zwischenmasse, die durch die Feldspätchen in polygonale, meist dreieckige

Felder zerschnitten wird. Der *Grundmassenfeldspat* lässt an den leistenförmigen Schnitten der schmalen nach der M-Fläche entwickelten Täfelchen eine polysynthetische Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz, seltener auch Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz beobachten. Er entspricht einem *Labrador* mit ca. 55% An. Auffallend ist die häufig *skelettartige Ausbildung* dieser Grundmassenfeldspäte; meist sind dann die Leistchen nur rahmenartig entwickelt, während der Kern von derselben chloritischen Zwischenmassensubstanz — primär wohl von einem Grundmassenglas — erfüllt wird. Ähnliche, rahmenartige Feldspatskelette, die allerdings von einer schlackigen, augitischen Grundmasse ausgefüllt sind, beschreibt Bodmer-Beder aus den Olivindiabasen des Plessurgebietes[1]).

Die äusserst feinschuppige, *chloritische Zwischenmasse* besteht aus einem blassbläulichgrünen Pennin, mit sehr niederer Doppelbrechung. Zwischen gekreuzten Nicols erfolgt sehr schwache schwarz-violette Aufhellung. Einerseits entstammt der Chlorit vielleicht einer glasigen Zwischenmasse, andererseits liegen die Feldspatleistchen ganz so in der Chloritmasse, wie die Leistchen der diabasischen Grundmasse in der augitischen Zwischenmasse der typischen Diabase.

Im auffallenden Licht sind in der Grundmasse ferner reichlich kleine, stengelige bis feinkörnige, weisslich schimmernde Calcitpseudomorphosen zu beobachten, deren zuweilen erkennbare, rhombenförmige Querschnitte auf *Hornblende* deuten. Der ganze Schliff ist durchschwärmt von idiomorphen Kriställchen und Körnerhaufen von *Magnetit*. In wenigen, sehr kleinen Schüppchen findet sich ein brauner, meist chloritisierter *Biotit*.

Es ist hervorzuheben, dass das vorliegende Gestein der *einzige Repräsentant von Olivindiabasen im Porphyrgebiet von Lugano* darstellt. Olivin ist dagegen aus dem *Vitrophyr von Grantola* schon lange bekannt (vgl. Lit. 23, p. 39 und Lit. 27, p. 12).

D. Zusammenfassung.

Der Malcantone, eine Rundhöckerlandschaft grossen Stiles, wurde vom Cenere-Arm des Tessingletschers überflutet. Die diluvialen Eismassen überdeckten, von Arosio süd-südwestwärts vordringend, den Malcantone bis auf eine mittlere Höhe von 1100 m (obere Grenze des ortsfremden Schuttes).

[1]) A. Bodmer-Beder: Über Olivindiabase aus dem Plessurgebiet, Graubünden. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. XII, p. 238, 1898.

Mit dem Rückzug des Gletschers oder im direkten Anschluss daran muss im ehemals vergletscherten Gebiet eine Verschwemmung der zurückgelassenen Moränen stattgefunden haben. Vielfach umlagertes und transportiertes Moränenmaterial bildet heute eine fluvioglaziale Schuttdecke, deren Mächtigkeit von wenigen cm bis auf über 30 m ansteigt. Abgesehen von ortsnahen Komponenten sind darin Gneise des Ceneregebietes und des nördlichen Tessins sehr verbreitet.

Im Tal der Magliasina haben wir einen oberen, glazialbedingten, alten, SSW gerichteten Talteil von einem unteren, postglazialen, epigenetischen, SSE gerichteten Talteil zu unterscheiden, die sich beim Felsriegel des Castello westlich Aranno berühren. Der letztere stellt die durch die Übertiefung der Haupttäler geschaffene, jetzt zerschnittene Stufenmündung der Magliasina dar. Bei der Pevereggia, welche den von einem Torflager erfüllten, E-W gerichteten, alten Talboden von Sessa entwässert, hat sich die Stufenmündung noch erhalten.

Am Aufbau des kristallinen Grundgebirges des Malcantone beteiligen sich Eruptiv- und Mischgneise. Der granitische Eruptivgneis erstreckt sich mit auffälligem N–S-Streichen von Ponte Tresa bis gegen Mugena. Der Aufbruch der granitischen Intrusivmasse gehört der varistischen Gebirgsbildung an, doch ist der Granit noch von einer jungvaristischen Phase der Faltung ergriffen, zu Gneis umgebildet und aufgerichtet worden. Er geht gegen Osten und Westen in eine Gneiszone über, die von ihm aus häufig injiziert und kontaktlich beeinflusst ist. Diese Mischgneiszonen sind mehrfach durch amphibolitische Zwischenlagen und in der unmittelbaren Kontaktnähe durch Einlagerungen von Sillimanithornfelsen und phyllitischen, Sillimanit-Disthen-Staurolith- und Granat-führenden Gneisen ausgezeichnet.

Nordwestlich Novaggio sind die Mischgneise von einem Granitgang durchbrochen, der zum Teil massig texturiert, zum Teil schwach metamorphosiert ist. Er muss daher einen granitischen Nachschub darstellen, der in eine Periode ausklingender varistischer Bewegungen fällt; jedenfalls ist er jünger als die Aufrichtung und Dynamometamorphose des Granites und der Mischgneise und älter als die Porphyre. Zwischen Ponte Tresa und Pura und nördlich Novaggio wurden mehrfach Porphyritgänge festgestellt, die sowohl die Mischgneise, als auch den Granitgneis durchsetzen und die den permischen Porphyren von Lugano zugehören. Westlich Novaggio findet sich zudem ein Olivindiabasgang.

Das ganze Untersuchungsgebiet ist von zahllosen Brüchen und Verwerfungen durchsetzt, welche der tertiären, alpinen Ge-

birgsbildung angehören. An die Brüche und Ruschelzonen ist häufig das Auftreten sulfidischer Erze mit quarziger Gangart geknüpft; die Gneise sind längs den Störungslinien oft mylonitisiert. Ein Hauptbruch streicht NNE durch die westliche Grenzzone von Eruptiv- und Mischgneis und versenkt die Mischgneise in ein tieferes Niveau der Eruptivgneise. In einem SE–NW steichenden Grabenbruch ist die Sedimentscholle von Manno-Mugena und das Tuffrelikt von Arosio versenkt.

Die dem oberen Obercarbon angehörenden Konglomerate von Manno überlagern diskordant das Grundgebirge. Die klastischen Bildungen südlich Arosio-Mugena betrachte ich als das konkordante Hangende des Konglomerates von Manno, d. h. als permocarbonische Übergangsschichten. Südlich Arosio sind sie von einem kleinen Tuffrelikt überlagert, das aus einer lockeren Quarzporphyr-Tuffbreccie im Liegenden und einem silifizierten Quarzporphyrtuff im Hangenden besteht. Das Carbon von Manno ist weder kontaktlich von der Granitintrusion beeinflusst, noch in die Faltung einbezogen worden. Die varistische Gebirgsbildung hat in unserem Gebiet also vor Ablagerung des oberen Obercarbons ihren Abschluss gefunden.

Literaturverzeichnis.

1. 1806 Amoretti, C. Viaggio da Milano ai tre laghi: Maggiore, di Lugano e di Como. Milano.
2. 1827 Buch, L. v. Über einige geognostische Erscheinungen in der Umgebung des Luganer Sees in der Schweiz. — Leonhard. Zeitschr. f. Min., p. 289—300. Abh. d. kgl. preuss. Ak. d. W., Bd. V.
3. 1827 Buch, L. v. Über die Lagerung von Melaphir und Granit in den Alpen von Mailand. — Abh. d. kgl. preuss. Ak. d. W., p. 205.
4. 1827 Buch, L. v. Sur quelques phénomènes que présente la position relative du porphyre et des calcaires dans les environs du lac de Lugano. — Ann. Sc. nat., t. X, p. 201.
5. 1829 Buch, L. v. Carte géologique des pays compris entre les lacs d'Orta et de Lugano. — Ann. Sc. nat., t. XVIII.
6. 1830 Buch, L. v. Geognostische Karte der Gegend zwischen Orta- und Lugano-See. Leonhard u. Bronn, Jahrb., p. 320.
7. 1833 Studer, B. Nouvelles recherches sur le canton du Tessin et la Valteline. — Bull. Soc. géol. France, 1ère sér., t. IV, p. 54.
8. 1840-1845 Lavizzari, L. Memoria I^a et III^a sui minerali della Svizzera italiana. I^a, p. 58. — Mendrisio e Capolago.
9. 1849 Lavizzari, L. Istruzione popolare sulle principali rocce ossia sulle pietre e terre piu comuni del cantone Ticino. Lugano.
10. 1851 Studer, B. Geologie der Schweiz. Bd. I.
11. 1852 Brunner, C. Aperçu géologique des environs du lac de Lugano. Neue Denkschr. Schweiz. Ges. Naturw. XII, p. 1—18.
12. 1860 Mortillet, G. de. Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes. — Atti Soc. it. sc. nat., vol. III.
13. 1861 Omboni, G. I ghiaccai antichi e il terreno erratico di Lombardia. — Atti Soc. it. sc. nat., vol. III.
14. 1863 Lavizzari, L. Escursioni nel cantone Ticino. Lugano.

15. 1869 Negri e Spreafico. Saggio sulla geologia dei dintorni di Varese e di Lugano. — Mem. R. Ist. Lomb. d. Sc. e Lett., classe d. Sc. Mat. e Nat., vol. XI d. ser. III, fasc. II, p. 1—22.
16. 1875 Studer, B. Die Porphyre des Luganersees. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 27, p. 417.
17. 1875 Fellenberg, R. v. Analysen zweier Porphyre aus dem Maroggia-Tunnel im Tessin. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 27, p. 422.
18. 1876 Negri, Spreafico und Stoppani. Geologische Karte der Schweiz (Dufour-Atlas), 1 : 100000, Bl. XXIV.
19. 1876 Heer, O. Flora fossilis Helvetiae. Zürich.
20. 1876 Michel-Lévy, M. A. Note sur les roches porphyriques des environs du Lac de Lugano. — Bull. Soc. géol. France, 3e sér., t. IV, p. 111.
21. 1880 Taramelli, Torqu. Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi. Spiegazione del foglio XXIV Duf., colorito geologicamente da Spreafico, Negri e Stoppani. — Mat. carta geol. d. Svizzera, vol. XVII.
22. 1880 Gümbel, C. W. Geognostische Mitteilungen aus den Alpen, VII, — Sitzungsber. d. mat.-phys. Kl. d. K. bayr. Ak. d. Wiss., Bd. X, p. 542.
23. 1882 Harada, Toyokitsi. Das Luganer Eruptivgebiet. — N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. II, p. 1.
24a. 1883 Heer, O. Die Urwelt der Schweiz. Zürich.
24b. 1887 Bayet, E. Note sur quelques excursions géologiques faites aux environs de Lugano (Tessin). — Bull. de séances de l. Soc. royale Malacologique de Belgique, t. XXII.
25. 1889 Schmidt, C. Excursions de 1889 aux environs de Lugano, programme détaillé. — Ecl. geol. Helv., I, 5.
26. 1890 Taramelli, Torq. Carta geologica della Lombardia, 1 : 250000, con spiegazione. Milano.
27. 1890 Schmidt und Steinmann. Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano, mit Profiltafel. — Ecl. geol. Helv. II, 1.
28. 1891 Melzi, G. Ricerche microscopiche sulle rocce del versante Valtellinese della Catena Orobica occidentale. — Giorn. d. Min. etc. da Sansoni. Fasc. 1, vol. II.
29. 1892 Sacco, F. L'anfiteatro morenico del Lago Maggiore. — Ann. R. Ac. d'Agric., Torino, vol. XXXV.
30. 1893 Sacco, F. Gli anfiteatri morenici del Lago di Como. — Ann. R. Ac. d'Agric., Torino, vol. XXXVI.
31. 1894 Livret-guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse, dédié au Congrès géol. internat. Lausanne.
32. 1894 Stella, A. Contributo alla geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi Centrali. — Boll. R. Comitato Geol. d'Italia, Ser. III, anno XXV.
33. 1895 Melzi, G. Le porfiriti della Catena Orobica settentrionale. — Rend. R. Ist. Lomb. d. sc. e lett., Ser. II, vol. XXVIII.
34. 1897 Salomon, W. Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen, granitisch-körnigen Massen. — Tschermak's min. u. petr. Mitt., Bd. XVII, Heft 2 u. 3.
35. 1897 Frech, F. Lethaea geognostica. — 1. Teil (Lethaea palaeozoica), 2. Bd. Stuttgart.
36. 1900 Riva, C. Sul Metamorfismo subito dai gneiss a contatto coi porfidi quarziferi nelle vicinanze di Porto Ceresio (Lago di Lugano). — Rend. R. Ist. Lomb. d. sc. e lett., ser. II, vol. XXXIII.
37. 1900 Artini e Melzi. Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Milano.
38. 1901 Bistram, A. v. Über geologische Aufnahmen zwischen Luganer und Comer See. — Centralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1901, No. 24.

39. 1901 Kaech, M. Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen im Porphyrgebiet zwischen dem Luganersee und Val Sesia. — Ecl. geol. Helv., VII, 2.

40. 1902 Repossi, E. Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio. — Atti Soc. ital. d. sc. nat., vol. XLI.

41. 1902 Tornquist, A. Geologischer Führer durch Ober-Italien. Berlin.

42. 1903 Bistram, A. v. Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. — Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XIV.

43. 1903 Taramelli, Torq. I tre laghi, studio geologico orografico con carta geologica. Milano.

44. 1903 Kaech, M. Das Porphyrgebiet zwischen Lago Maggiore und Val Sesia. — Ecl. geol. Helv., VIII, 1.

45. 1904-1907 Klemm, G. Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneissen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. — Sitz.-Ber. d. kgl. preuss. Ak. d. Wiss., phys.-math. Kl., 1904, II; 1905, XX; 1906, XXII; 1907, XII.

46. 1905 Salomon, W. Die alpino-dinarische Grenze. — Verh. d. k. k. geol. R.-A. in Wien, Jahrg. 1905.

47. 1906 Heim, Alb. Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfyord der Breggiaschlucht. — Geol. Nachl. 15, Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 51.

48. 1906 Blumer, S. Über Pliocän und Diluvium im südlichen Tessin. — Ecl. geol. Helv., IX, 1.

49. 1907 Grubenmann, U. Vorläufige Mitteilung über einen schweizerischen Sillimanitgneis. — Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 52.

50. 1908 Grubenmann, U. Der Granatolivinfels des Gordunotales und seine Begleitgesteine. — Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 53.

51. 1909 Penck und Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. — Bd. III. Leipzig.

52. 1911 Escher, B. G. Über die prätriasische Faltung in den Westalpen. — Diss. Zürich.

53. 1911 Salomon, W. Scheinbare Facettengeschiebe in der Grundmoräne des M. San Salvatore bei Lugano. — Ecl. geol. Helv. XL, 6.

54. 1912 Gutzwiller, E. Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. — Ecl. geol. Helv. XII, 1.

55. 1912 Gutzwiller, E. Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin. — Centralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1912, No. 12.

56. 1912 Frei, R. Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. XLI.

57. 1912 Lautensach, H. Die Übertiefung des Tessingebietes. — Geogr. Abh., Berlin, N. F., Heft 1.

58. 1913 Sacco, F. Les Alpes occidentales. Turin.

59. 1913 Escher, B. G. Vorläufige Mitteilung über die Geologie und Petrographie der San Salvatore-Halbinsel bei Lugano. — Ecl. geol. Helv. XII, 5.

60. 1914 Gutzwiller, E. Zwei besondere Typen von Injektionsgneisen aus dem Tessin. — Centralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1914, No. 11, p. 331.

61. 1915 Radeff, W. Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). — Ecl. geol. Helv. XIII, 4.

62. 1916 Staub, R. Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. XLVI.

63. 1916 Cornelius, H. P. Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. — N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. XL.

64. 1916 Frauenfelder, A. Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. — Ecl. geol. Helv. XIV, 2.

65. 1917 Seitz, O. Über die Tektonik der Luganer Alpen. — Verh. naturf. med. Ver. Heidelberg, N. F. XIII.
66. 1918 Henny, G. Sur la zone du Canavèse et la limite Alpino-Dinarique. — Bull. Lab. géol. etc. Univers. de Lausanne, No. 24.
67. 1919—1922 Heim, Alb. Geologie der Schweiz. Leipzig.
68. 1919 Müller, F. P. Notiz über die Randzone des Dolomitgebietes zwischen östlichem Teil des Luganersees und Val Colla im Tessin (Schweiz). — Centralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1919, No. 5 und 6.
69. 1920 Schmidt, C. Texte explicatif de la carte des Gisements de matières premières minérales de la Suisse 1 : 500000. — Publ. par la Comm. géotechnique de la Soc. Helv. de sc. nat.
70. 1920 Staub, R. Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica. — Ecl. geol. Helv. XVI, 1.
71. 1921 Pfister, M. Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuss der Alpen. — Diss. Zürich.

Manuskript eingegangen 13. Februar 1923.

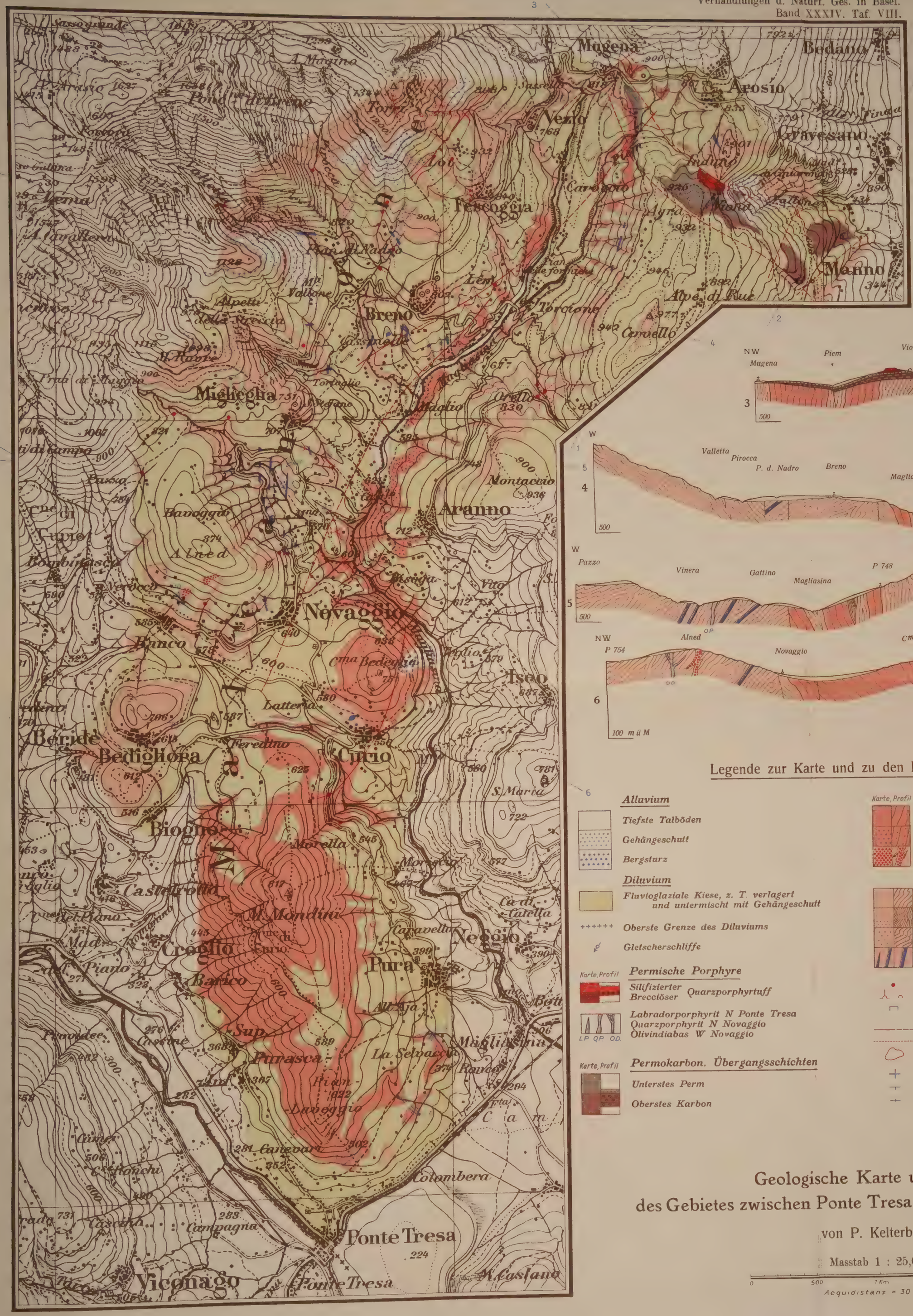
Curriculum vitae.

Ich, Paul Kelterborn, wurde am 5. April 1894 als Sohn des Julius Kelterborn von Basel und der Elisabeth geb. Rudin in Basel geboren. Hier besuchte ich die Primarschule, das untere Gymnasium und die obere Realschule, wo ich im Herbst 1913 das Maturitätszeugnis erhielt.

An der Universität Basel bestand ich nach naturwissenschaftlichen, vielfach von Militärdienst unterbrochenen Vorstudien im Frühjahr 1918 das „Mittellehrerexamen" in den Fächern Geologie und Mineralogie, Chemie, Zoologie und Botanik. Das Ergebnis des darauffolgenden geologisch-petrographischen Spezialstudiums ist die vorliegende, unter der Leitung der Herren Professoren *C. Schmidt* und *H. Preiswerk* entstandene Arbeit.

Während meiner Studienzeit besuchte ich die Vorlesungen und Übungen folgender Herren: *C. Schmidt, A. Buxtorf, H. Preiswerk, F. Fichter, H. Rupe, A. Bernoulli, F. Zschokke, G. Senn, A. Hagenbach, F. Heman, R. Flatt.*

Verhandlungen d. Naturf. Ges. in Basel.
Band XXXIV. Taf. VIII.



Geologische Karte und Profile des Gebietes zwischen Ponte Tresa und Arosio (Malcantone)

von P. Kelterborn.

Masstab 1 : 25,000

0 500 1 Km 2 Km

Aequidistanz = 30 m

Fig. 1. Biotitgranitgneis mit Orthit.
Cma Bedeglia b. Novaggio.
N, lin. Vergr. 34. Text s. p. 162.

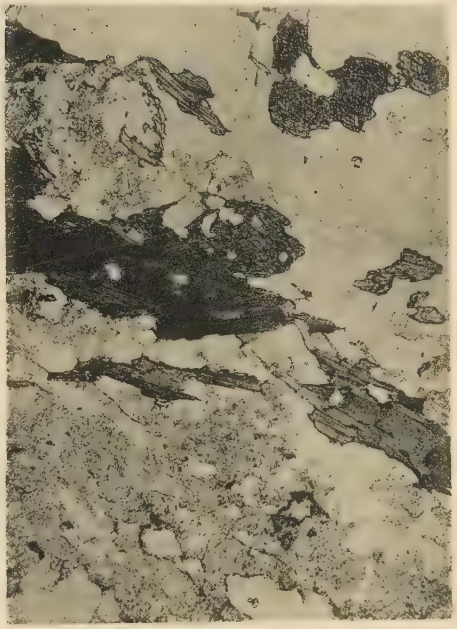


Fig. 2. Hornblendegranitgneis.
Molino d'Aranno.
|| N, lin. Vergr. 34. Text s. p. 166.

Fig. 3. Gang-Granit.
Alned-Südhang b. Novaggio.
|| N, lin. Vergr. 34. Text s. p. 172.

Fig. 4. Muskowit-führd. Sillimanithornfels.
Nördl. P. 821, nordwestl. Cademario.
|| N, lin. Vergr. 34. Text s. p. 196.

Fig. 1. Sillimanithornfels.
Magliasina, Höhe 435 m.
|| N, lin. Vergr. 34. Text s. p. 196.

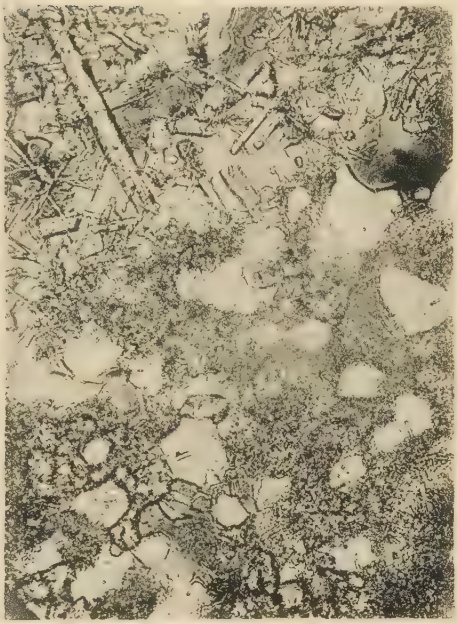


Fig. 2. Wie Fig. 1.
Lin. Vergr. 180.

Fig. 3. Sillimanit-Disthen-Staurolith-Granat-führender Gneis.
Magliasina unterh. Ponte d'Aranno.
|| N, lin. Vergr. 125. Text s. p. 198 u. 202.

Fig. 4. Plagioklasamphibolit.
Nordwestl. Novaggio, Höhe 670 m.
|| N, lin. Vergr. 34. Text s. p. 207.

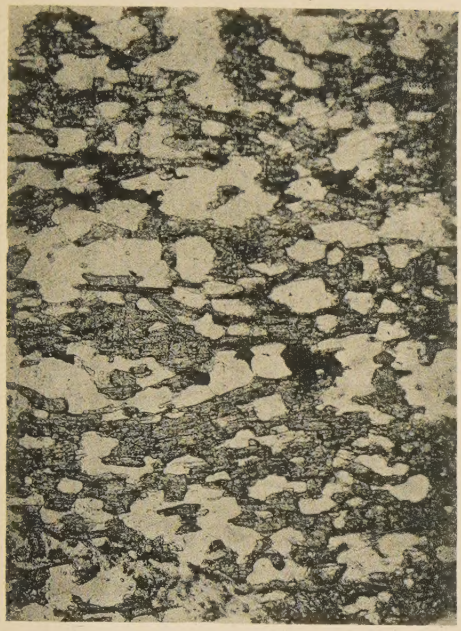


Fig. 1. Plagioklasamphibolit.
Westl. P. 932, südl. Arosio.
|| N, lin. Vergr. 34. Text s. p. 207.

Fig. 2. Quarzporphyrische Tuffbreccie.
Viona, südl. Arosio.
|| N, lin. Vergr. 34. Text s. p. 217.

Fig. 3. Quarzporphyrit.
Strasse nördl. Novaggio.
|| N, lin. Vergr. 34. Text s. p. 219.

Fig. 4. Olivindiabas.
Nella Valle, westl. Novaggio.
|| N, lin. Vergr. 34. Text s. p. 226.